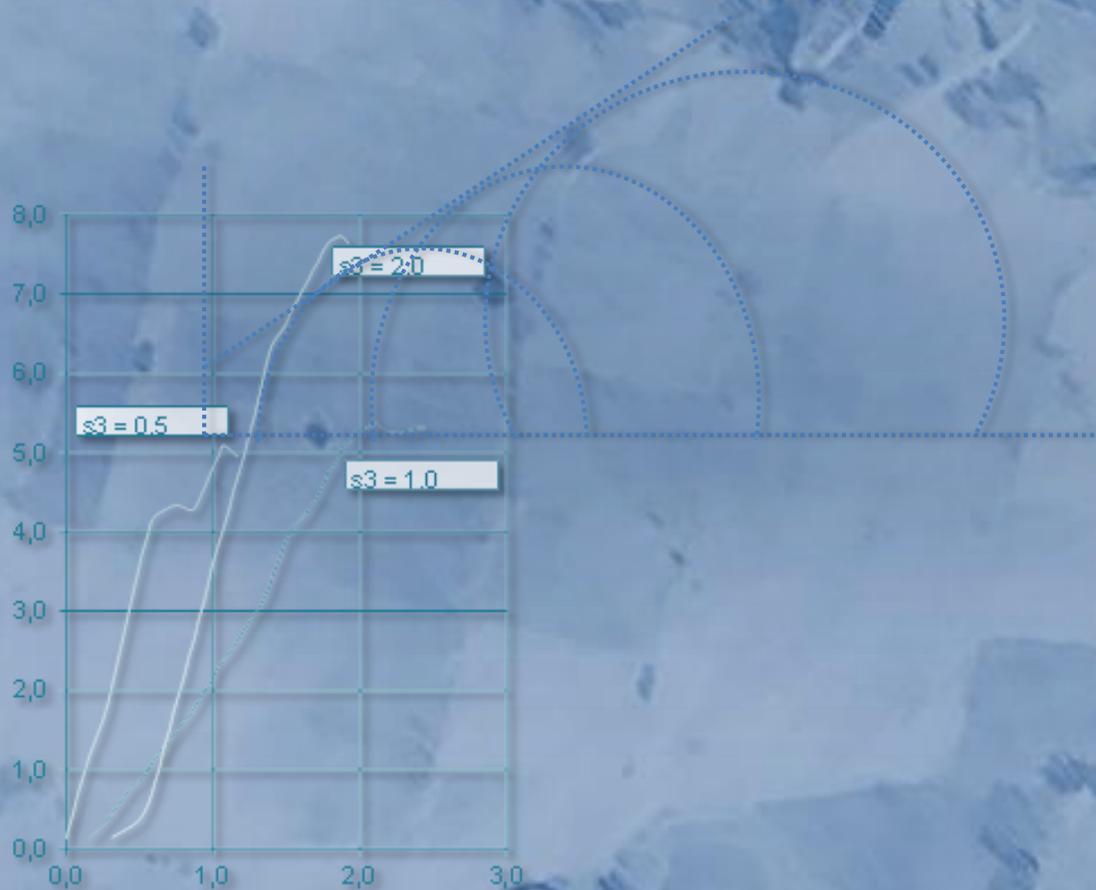




• Piedra Blanca

ANÁLISIS DE LAS PROPIEDADES GEOMECÁNICAS DE LOS SEDIMENTOS COHESIVOS SOMETIDOS A EROSIÓN FLUVIAL Y SU INCIDENCIA EN LA MORFODINÁMICA DEL RÍO LAS CAÑITAS, CÓRDOBA



Piedra Blanca

AUTORA: LETICIA MIHALJEVICH
DIRECTOR: Mg. DANIEL ORIGLIA
CODIRECTORA: Dra. SUSANA DEGIOVANNI



INDICE

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
FUNDAMENTACIÓN Y ANÁLISIS DE ANTECEDENTES	1
OBJETIVO GENERAL.....	4
OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO	5
METODOLOGIA.....	6
Etapa de gabinete preliminar	6
Etapa de campo.....	7
Etapa de laboratorio.....	8
Etapa de gabinete final.....	12
CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
II a- Estratigrafía y estructura.....	13
Sierras Pampeanas de Córdoba.....	13
Llanura Pampeana.....	16
II b- Geomorfología	20
CAPITULO III. CLIMA	23
CAPITULO IV: HIDROLOGIA SUPERFICIAL	29
Cuenca del Río Cuarto	29
Subcuenca Las Cañitas.....	29
Hidrometría	31
CAPITULO V. MARCO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO LOCAL	34
Estratigrafía Cuaternaria	34
Unidad faja fluvial río Las Cañitas.....	43
Subunidad cauce.....	44
Subunidad terrazas.....	49
CAPITULO VI. CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES COHESIVOS-CALCRETOS	52
VI.1- Aspectos generales	52

VI.2- Descripción morfológica de calcretos en el área de estudio	53
VI.3-Descripción microscópica de los calcretos	59
VI.4-Aspectos genéticos- paleoambientales	61
CAPITULO VII. CARACTERÍSTICAS GEOMECÁNICAS DE LOS MATERIALES COHESIVOS-CALCRETOS.....	62
Ensayos de identificación	62
Ensayos de compresión triaxial	65
Determinación del peso específico aparente.....	73
Discusión.....	74
CAPITULO VIII. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES	77
Estabilidad Talud LC1.....	79
Estabilidad Talud LC2.....	80
Discusión	81
CAPITULO IX. CONCLUSIONES.....	83
Anexo.....	86
MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA. (BASILE 2005).....	87
BIBLIOGRAFIA	91

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

FUNDAMENTACIÓN Y ANÁLISIS DE ANTECEDENTES

Numerosos trabajos sobre dinámica fluvial atestiguan los diferentes modos de respuesta, sensibilidad y comportamiento de los cursos de agua ante perturbaciones en las variables de control (Schumm 1969; Macklin and Lewin 2008; entre otros). Especialmente, Schumm (2005) presenta un trabajo sobre variabilidad y complejidad de los sistemas fluviales y señala que la morfología y comportamiento de los canales en un tramo en particular está influenciada por controles tectónicos, litológicos, climáticos, antrópicos e histórico-evolutivos, que operan aguas arriba y abajo del mismo. Además este autor indica que, a nivel local, un segmento de canal está controlado por tributarios, litología, tectónica activa, morfología del valle, vegetación, inundaciones y accidentes no previstos (terremotos, roturas de presas, avalanchas, etc.).

El conocimiento del comportamiento de un curso y de los factores que lo controlan es fundamental para mejorar la comprensión y explicación de la variabilidad observada y, consecuentemente, las proyecciones espacio-temporales que se efectúen sobre el sistema fluvial. Existen varias propuestas de clasificación de los ríos teniendo en cuenta diferentes aspectos/variables que determinan su comportamiento, como diseño de canal, régimen hidrológico, estabilidad, entre otras (Leopold y Woolman 1957; Schumm 1977; Brice 1975 y 1982; Rosgen 1994; Thorne 1997, Schumm 2005, Ritter 2006; Huggett 2007). Particularmente, según la litología que conforma las márgenes y fondo del canal los ríos pueden clasificarse en aluviales, de lecho rocoso y semicontrolados. Los primeros son ríos instalados en sedimentos del mismo tipo de los que están siendo transportados por el río, son materiales deleznable, y permiten ajustar la geometría hidráulica ante cambios en el caudal, es decir están en régimen (Lane 1937). Los segundos se desarrollan sobre lecho rocoso o materiales cohesivos y no están en régimen, al igual que los terceros, que lo hacen sobre materiales aluviales y rocoso/cohesivos, en forma discontinua. Estos últimos tipos de canal son estables en el corto tiempo, y las modificaciones sólo se perciben a plazos mayores. En estos cursos la

resistencia de los materiales que conforman el canal controla los procesos de erosión y, como consecuencia, el ancho, gradiente, sinuosidad y geometría de meandros, además de las dimensiones del valle, entre otros (Wohl e Ikeda 1998).

Existen ríos que presentan tramos semicontrolados, como es el caso del Río Cuarto (Ulla, 2008), que en diferentes etapas evolutivas, han experimentado variación de los materiales sobre los cuales discurren es decir, heredan morfologías desarrolladas en materiales más deleznales, pero actualmente se presentan confinados en materiales cohesivos.

A nivel internacional pueden citarse varios trabajos específicos sobre erosión fluvial, tipos de procesos y métodos de estudio. En relación a la erosión de márgenes, Lawler *et al.* (1997) señalan que los procesos están influenciados por una serie de factores que pueden ser agrupados en cuatro categorías: procesos de debilitamiento, erosión fluvial, fallamiento masivo e inducidos por el hombre. Cualquiera de estos procesos puede emerger como dominante, dependiendo de las características del lugar, como las condiciones hidráulicas cercanas a la margen, su altura y las propiedades del material. Las características mecánicas del material son muy importantes en el estudio de los procesos de erosión fluvial y en la modalidad del fallamiento, teniendo en cuenta el comportamiento cohesivo o no-cohesivo del suelo.

Numerosos autores como Rocha (1998), Harrelson *et al.* (1994), Lawler *et al.* (1997), Schumm *et al.* (1984), Papanicolaou (2001), Basile (2005), García, *et al.* (2013 y 2014), abordan la problemática sobre los procesos de erosión vertical (incisión) y de lecho, así como también la estabilidad de taludes asociados, teniendo en cuenta parámetros como variación en el nivel del agua, velocidad de flujo, característica de los materiales que conforman las márgenes y el lecho, cobertura vegetal, entre otras.

Específicamente en el Sur de la provincia de Córdoba, diferentes autores (Degiovanni *et al.* 2004, 2009 a y b; Blarasin *et al.* 2005, Doffo 2007, Degiovanni 2008; Doffo *et al.* 2010; Andreazzini y Degiovanni 2014) indican que las redes de drenaje de la región están en diferentes etapas de un proceso de rejuvenecimiento/reactivación vinculado a causas tectónicas, climáticas y antrópicas,

que operan a diferentes escalas espacio-temporales. Así, los mecanismos de ajuste que operan en los diferentes cursos provocan cambios importantes tanto a nivel de canal (diseño en planta, sección transversal y longitudinal), como a nivel de valle (confinamiento, terrazas, etc.) y de cuenca fluvial (incremento de área, densidad de drenaje, carga de sedimentos, etc.).

En conjunto todos estos procesos o alteraciones en los sistemas fluviales repercuten, de diferente manera, en la calidad de vida de la población, fundamentalmente a través de la afectación de servicios (accesibilidad, ductos) y pérdidas económicas (obras viales, sectores urbanos, tierras productivas).

Los autores mencionados precedentemente también indican que los cursos de la región presentan distintos grados de sensibilidad frente a cambios en las variables de control debido fundamentalmente a las características geológicas de cada ambiente. En efecto, a pesar de que la llanura pampeana tiende a ser considerada un ambiente de poca variabilidad de relieve y litología, son marcados los cambios que se registran entre cursos que drenan planicies de diferente gradiente y/o distinta litología. En los sectores de cuencas medias y bajas, donde se exponen materiales cuaternarios (eólicos o aluviales) poco diagenizados y muy colapsables (Formaciones La Invernada, Laguna Oscura, Las Lajas (Cantú 1992), los sistemas son muy frágiles e inestables y las tasas de erosión fluvial, tanto vertical como lateral, son muy significativas (Degiovanni *et al.* 2001, 2004, 2011).

Como contraparte algunos sectores, donde se observan evidencias de importantes procesos de profundización y/o migración lateral antiguos, se han mantenido estables durante los últimos 50-60 años, situación que se vincula a que los lechos de los cursos alcanzaron sedimentos más diagenizados o resistentes, generalmente constituidos por materiales eólicos y aluviales finos, cohesivos, con diferente grado de cementación, de edad pleistocena, reconocidos regionalmente como Formación Pampiano (Cantú 1992). En otros casos en la base y márgenes de los cursos se reconocen sedimentos pelíticos de origen palustre, o correspondientes a llanura de inundación que también tienen un comportamiento cohesivo, asignables a la Formación Chocancharava o Aloformación Las Lajas (Cantú 1992). Debido a la tendencia a la profundización antes mencionada, son menos

frecuentes los sistemas fluviales que discurren sobre sedimentos más deleznable (loess, arena, gravas), a pesar de que estos materiales constituyen la mayor parte de los taludes presentes.

Existen trabajos sobre riesgo vinculado a sistemas fluviales regionales (Degiovanni *et al.* 2005, 2013; Degiovanni 2008; Degiovanni y Andreazzini 2013) en los que se valora la influencia de las variables intervinientes, en especial la resistencia mecánica de los sedimentos, que condiciona la susceptibilidad de los mismos frente a la acción de procesos erosivos. Se han determinado parámetros de resistencia de los materiales sujetos a erosión fluvial, tanto en sectores del Río Cuarto (Degiovanni *et al.* 2005, Santángelo 2006), como en el arroyo del Gato, Las Lajas, entre otros, (Grosso 2004, Origlia *et al.* 2004, 2005). En ríos de la provincia de Santa Fe, pueden citarse el análisis de factores intervinientes en procesos de erosión hídrica en suelos cohesivos (Pouey 1998).

Considerando que en el Sur de Córdoba, los tramos semicontrolados en canales aluviales del área pedemontana y de llanura se vinculan a la presencia de secuencias cementadas pleistocenas, cuyas propiedades geomecánicas regulan los ritmos de los procesos de ajuste y, como consecuencia, la morfología y dinámica del canal, en la presente Tesis de Licenciatura se propone profundizar en el conocimiento de la resistencia mecánica de estos materiales cohesivos, estableciendo relaciones con sus características sedimentológicas (mineralogía, textura, grado de cementación) y, en segundo término, caracterizar la incidencia de estas propiedades en la morfología y dinámica fluvial y evolución de taludes.

Para llevar adelante esta propuesta se ha seleccionado un tramo semicontrolado del río Las Cañitas (afluente del Río Cuarto), que presenta una marcada estabilidad desde hace varias décadas.

OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar la resistencia mecánica de sedimentos cohesivos sometidos a erosión fluvial y analizar su influencia en la morfología y dinámica de un tramo semiconfinado del río Las Cañitas.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir las características micromorfológicas de los sedimentos cohesivos que componen el fondo y las márgenes del río Las Cañitas.
- Cuantificar las características de resistencia mecánica de los sedimentos de la Formación Pampiano.
- Determinar los procesos de evolución de taludes en los sectores y cuantificar estabilidad de los mismos.
- Determinar los procesos de erosión de márgenes en los sectores seleccionados.

UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende un tramo semicontrolado, de aproximadamente 1 Km de longitud del río Las Cañitas, situado a los 32° 52' 02.51" de latitud Sur y 64° 45' 27.78" de longitud Oeste. Este río integra la cuenca del río Cuarto, ubicada en el departamento del mismo nombre, en el área pedemontana de las Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba (Figura 1).

Se accede a ella desde la ciudad de Río Cuarto, distante aproximadamente a 45 Km del sector, partiendo por la ruta provincial N° 30 en dirección a la localidad de Achiras, luego se toma hacia el Norte por la ruta provincial N° 23, hasta interceptar al río Las Cañitas, en cercanías del sector de estudio (Figura 1).

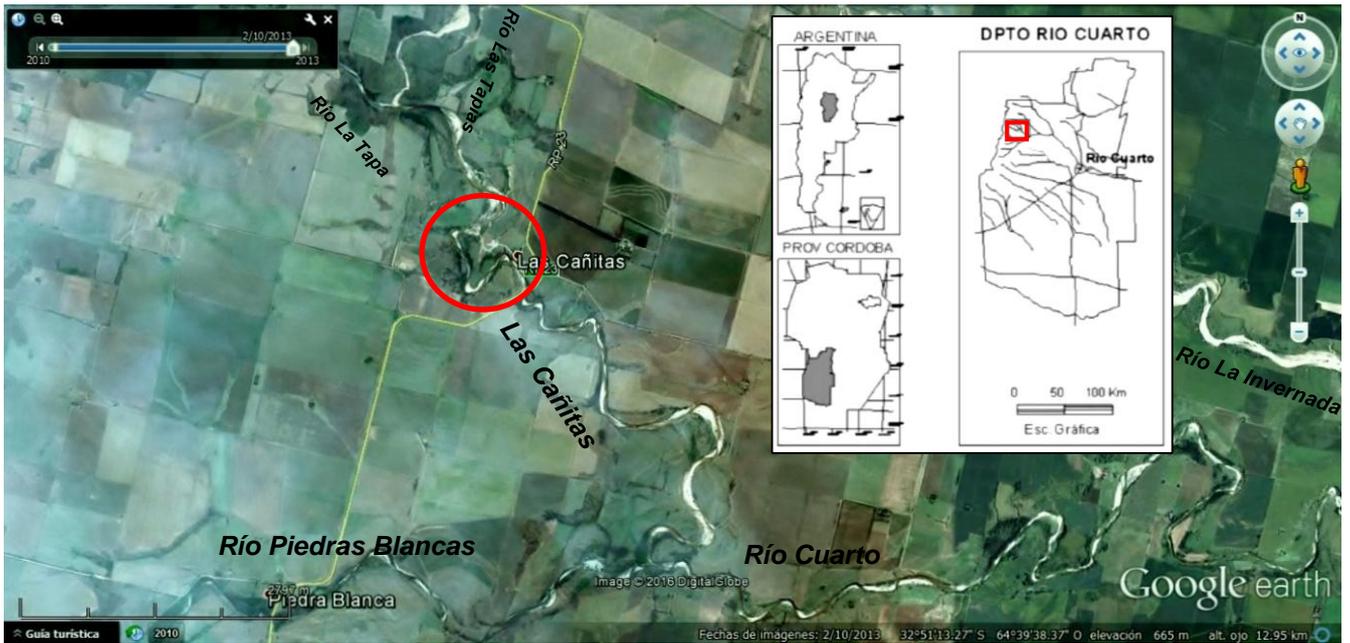


Figura 1: Mapa de Ubicación. Fuente: Google Earth y Mapoteca.educ.ar. (Círculo rojo sector de muestreo).

METODOLOGIA

Etapa de gabinete preliminar

Se comenzó con una etapa previa de recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos sobre aspectos geológicos, climáticos, hidrológicos, geomorfológicos, geomecánicos, etc., a nivel regional y local.

Sobre la base de estos antecedentes se describieron las principales características geológico-geomorfológicas y climáticas de la región sur de Córdoba.

Se elaboró un mapa geomorfológico preliminar, a partir de imágenes satelitales fechadas 10/3/2010 del programa Google Earth, previa fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:20.000, corrida RH29-18, 17 y 16 del año 1970.

Para caracterizar el clima local, fundamentalmente las precipitaciones, se tomaron como base los datos de Andreazzini (2015), quien efectuó el tratamiento de dos series de precipitaciones muy próximas al área de estudio: serie Las Tapias y serie Los Chañares (1939-2014), mientras que para las temperaturas, se utilizaron los datos de la estación meteorológica La Cumbre (2014).

Teniendo en cuenta el trabajo de Andreazzini (2015) para la zona extraserrana del río Las Cañitas y comparando variaciones en la posición del canal mediante fotointerpretación preliminar, de las imágenes citadas anteriormente, se determinaron variaciones del canal a escala de tramos definiéndose sectores de mayor y menor estabilidad.

Especialmente, sobre micromorfología y propiedades geomecánicas de suelos cementados se consultó bibliografía específica con el objeto de profundizar en su conocimiento.

Se diseñó y construyó una herramienta perforadora para la realización de los cortes de las probetas del sedimento cohesivos, con el objetivo de obtener muestras indisturbadas, adaptando un taladro y una broca en forma cilíndrica, hueca, de 12 cm de longitud y 5 cm de diámetro, realizada en acero tornado y pulido, con su posterior tratamiento para endurecer el sector dentado para su mayor resistencia.

Etapas de campo

En primera instancia se realizó un reconocimiento geológico general del área, que permitió identificar diferentes unidades litológicas y ajustar límites de las unidades geomorfológicas previamente mapeadas. Se describieron las geoformas presentes, los procesos activos y mecanismos o modos de evolución de taludes. Además se realizó el levantamiento de perfiles sedimentológicos/estratigráficos y se seleccionaron sectores de muestreo.

En posteriores viajes, se tomaron muestras indisturbadas de los sedimentos cementados en la base de la barranca, representativos de la Formación Pampiano, en un sector de margen erosivo, en forma de bloques rectangulares de aproximadamente 25 cm de lado, denominados “damas”, cortadas con pala y cuchillo, las que fueron etiquetadas y preparadas para llevar al laboratorio.

Se realizó el relevamiento de detalle geométrico en taludes de interés, en primera instancia se detalla un talud a pocos metros del puente sobre la ruta provincial N° 23 y posteriormente se detalla un segundo talud en la sección de muestreo para ensayos triaxiales, observando, espesores formacionales, espesores totales, altura del agua y posibles grietas.

Etapa de laboratorio

De acuerdo al objetivo principal de este trabajo, los ensayos de laboratorio se realizaron sobre los sedimentos cementados que constituyen lecho y márgenes del canal y que directamente están afectadas por crecidas normales en el sector de estudio.

Se comenzó con el tallado de las probetas para los ensayos de compresión triaxial mediante la utilización del taladro y la mecha cilíndrica dentada construída a tal fin (Figura 2). Se cortaron 3 probetas cilíndricas de aproximadamente 10 cm de longitud y 5 cm de diámetro a partir de las muestras indisturbadas extraídas en campo. Las caras planas de las probetas fueron acabadas a cuchillo, para que cumplieran las condiciones de ser lisas y perpendiculares al eje. Las probetas fueron etiquetadas, impermeabilizadas y almacenadas hasta el momento del ensayo.



Figura 2. Tallado de probetas para ensayo triaxial. **A-** Dama obtenida in situ. **B-** Herramienta perforadora tipo broca. **C-** Herramienta perforadora adaptada a taladro. Corte de probeta. **D-** Probeta.

El ensayo de compresión triaxial (ASTM D2850-87) se realizó a cada una de las tres probetas, a humedad natural y sin drenaje, bajo confinamientos de 0,5, 1,0 y 2,0 Kg/cm². De esta forma se cuantificó la cohesión y el ángulo de fricción de los materiales.

Con el objetivo de realizar cortes delgados para determinaciones micromorfológicas mediante microscopio óptico, usando cuchillo y sierra, se cortaron dos bloques menores del material cementado a partir de las muestras indisturbadas, las que se dejaron secar al aire. Los cortes delgados fueron realizados según el método descrito por Schiavo (2003), impregnando los bloques menores con resina poliéster de uso industrial, consolidando así el material. Luego se cortaron dos pastillas mediante sierra circular, las cuales fueron adheridas a los portaobjetos con monómero de etileno más resina industrial. Como última instancia, se pulieron las pastillas hasta obtener los cortes delgados adecuados para el estudio microscópico (Figura 3).



Figura 3. Secciones delgadas. **A-** Dama en laboratorio. **B-** Pastilla del suelo cementado. **C-** Pastillas de suelo impregnada con resina. **D-** Pastillas montadas sobre portaobjeto.

Para la clasificación de los sedimentos, se realizó la desagregación mecánica mediante mortero de una parte del material cementado, previamente secado a estufa a 45°C durante 48 horas. Como preparación para el tamizado, se tomaron aproximadamente 150 gr de la muestra triturada para la remoción de carbonatos mediante la utilización de ácido clorhídrico y posteriormente, se tamizó la muestra por vía seca utilizando tamices N°4, 10, 40, y 200 .

Para la determinación de los límites de Atterberg (ASTM D2487-93, D1140-92, D4318-93), se usó parte de la muestra desagregada, previo tamizado por la malla 40. Para el Límite Líquido se utilizó el dispositivo de Casagrande en muestras con diferentes contenidos de humedad. Para el Límite Plástico se usó la técnica habitual de determinar el contenido de humedad del suelo moldeado en un cilindro de 3 mm de diámetro cuando comienza a resquebrarse (Figura 4).



Figura 4. Límites de consistencia. **A-** Material pasado por mortero. **B-** Dispositivo de Casagrande para la determinación de límites de Atterberg. **C-** Muestras secas utilizadas para la determinación del contenido de humedad.

Con estos resultados se completó la planilla de cálculos (González Boada y Origlia 2006) utilizada en el procesamiento de datos de laboratorio para obtener la Clasificación Unificada del suelo y la curva granulométrica final.

Se realizó la determinación del peso específico aparente del material cementado mediante el “Método de la Parafina”, el cual consiste en tallar y redondear a cuchillo probetas indisturbadas del material cementado, de forma irregular y tamaño en el orden de la decena de centímetros cúbicos, las que son posteriormente pesadas e impermeabilizadas por medio de una capa de parafina fundida, para determinar sus volúmenes mediante inmersión en un recipiente de 1 litro con agua. El mismo es pesado sucesivamente sólo con agua y con agua más la probeta sumergida. Finalmente, se utiliza el Principio de Arquímedes para calcular el volumen de cada probeta a partir de la diferencia de pesadas (Figura 5).

Cabe aclarar que se incluyen mayores detalles metodológicos particulares, en el capítulo de Propiedades Geomecánicas.



Figura 5. Determinación del Peso específico aparente. A- Muestra en laboratorio. B- Terrón modelado.

Etapa de gabinete final

Se realizó el mapa geomorfológico definitivo.

Se procesaron y analizaron los datos obtenidos en la etapa de laboratorio.

Se aplicó el método para la modelación de la erosión de márgenes por mecanismo de colapso masivo asociado a falla plana (Basile 2005), se analizó la estabilidad de taludes contemplando el efecto combinado de la erosión fluvial del lecho, la erosión fluvial lateral de pie de márgenes y el mecanismo de colapso masivo de márgenes por inestabilidad geotécnica asociado a falla plana. Se utilizó planilla de cálculo basada en la metodología propuesta en el citado trabajo.

Se integró toda la información obtenida para dar respuesta a los objetivos planteados y se elaboró el Informe Final.

CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II a- Estratigrafía y estructura

La cuenca del río **Las Cañitas** se localiza en la Provincia Geológica **Sierras Pampeanas** y borde occidental de la **Llanura Pampeana**. En su cuenca alta este curso drena rocas de basamento cristalino del faldeo oriental de las Sierras de Comechingones, que constituyen el extremo sur de las Sierras Grandes de Córdoba (Sierras Pampeanas Orientales), mientras que sus tramos medio y bajo se desarrollan sobre secuencias cuaternarias del ámbito de la Llanura Pampeana.

Sierras Pampeanas de Córdoba

Las Sierras Pampeanas, se conforman de varios cordones meridianos, separados por valles longitudinales y están compuestas por rocas metamórficas de edad proterozoica en las que se emplazan granitoides calcoalcalinos paleozoicos (Ramos 1988; Rapela y Pankhurst 1996, en Provincias Geológicas del Territorio Argentino, Ramos 1999) (Figura 6).

Subordinadamente, en distintos sectores de las Sierras Pampeanas se exponen secuencias sedimentarias continentales de edad neopaleozoica, correspondientes al Grupo Paganzo y depósitos de sinrift cretácicos asociados a derrames de basaltos alcalinos en sectores de Sierras Chicas y de los Cóndores, (Bodenbender 1911; Salfity y Gorustovich 1984, en Provincias Geológicas del Territorio Argentino, Ramos, 1999). En la Provincia de Córdoba y San Luis se presentan depósitos volcánicos de edad Cenozoica Superior, representados por los Volcanes del Morro y de Pocho (Brogioni 1990; Kay y Gordillo 1994, en Provincias Geológicas del Territorio Argentino, Ramos, 1999).

Las rocas precámbricas son mayoritariamente gneises tonalíticos-biotíticos y esquistos, siendo los gneises las metamorfitas más típicas y abundantes, mientras que las migmatitas, de origen anatéctico, constituyen fajas meridianas dentro del gneis regional. Poco frecuentes se encuentran intrusivas ultrabásicas, anfibolitas, intrusivas básicas, dispuestas en lentes, filones capas o pequeños stocks (Gordillo y Lencina 1979).

Las rocas del Paleozoico Inferior son intrusiones graníticas del tipo biotítico y tonalítico, pos-metamórficas, con filones pegmatíticos y cuarzosos (Gordillo y Lencina 1979).

El Paleozoico superior está caracterizado por relictos aislados de escasa significación areal. Son estratos sedimentarios de ambiente continental que posiblemente preservan los bordes de la cuenca de depositación, predominando areniscas con pelitas y conglomerados subordinados. Estos depósitos descansan en discordancia angular sobre el basamento (Grupo Paganzo, Azcuy *et al.* 1970 a y Azcuy *et al.* 1987 a).

El Mesozoico se caracteriza por sedimentos continentales del tipo de estratos rojos, con predominio de conglomerados, típicos de facies desérticas y asociados frecuentemente a vulcanitas (coladas basálticas). Estos depósitos, apoyan discordantemente sobre el basamento plutónico-metamórfico (Grupo Sierra de los Cóndores, Gordillo y Lencina 1979).

El Terciario se caracteriza por dos tipos de depósitos, los detríticos continentales, caracterizados por estratos rojos, y los piroclásticos y vulcanitas. Estos depósitos se disponen discordantes sobre el basamento plutónico-metamórfico y, en algunos sectores, sobre los depósitos rojos del Mesozoico (Gordillo y Lencina 1979).

Por último, el Cuaternario tiene escaso desarrollo en el ambiente serrano y sólo tiene importancia en los valles longitudinales o transversales, donde se desarrollan depósitos detríticos arenoconglomerádicos fluviales y/o coluviales. En las altiplanicies llamadas "pampas de alturas", se preservan relictos de una cubierta eólica limo-loésica asociada principalmente a los ciclos áridos del Pleistoceno medio- superior. (Andreazzini *et al.* 2014, 2016,).

Las dislocaciones principales para las Sierras de Córdoba y San Luis son longitudinales, con orientación preferentemente meridiana o NNO-SSE, que limitan los grandes bloques de basamento. Se trata de fallas lítricas generalmente buzantes al Este, ubicadas marginalmente a los bloques levantados y basculados de basamento cristalino, durante la orogenia Andina (Costa 1999). La característica principal de estos movimientos, es basculamiento de estos bloques mayores, generando una escarpa occidental abrupta y una superficie estructural tendida y suave al Este. Las mayores altitudes se localizan hacia el Oeste de las serranías y las menores en los sectores pedemontanos,

hacia donde se produce el hundimiento del basamento bajo la cubierta sedimentaria de las cuencas aledañas. Estas lineaciones principales de fallamiento se encuentran cortadas por otras perpendiculares o diagonales, permitiendo el movimiento diferencial de bloques menores.

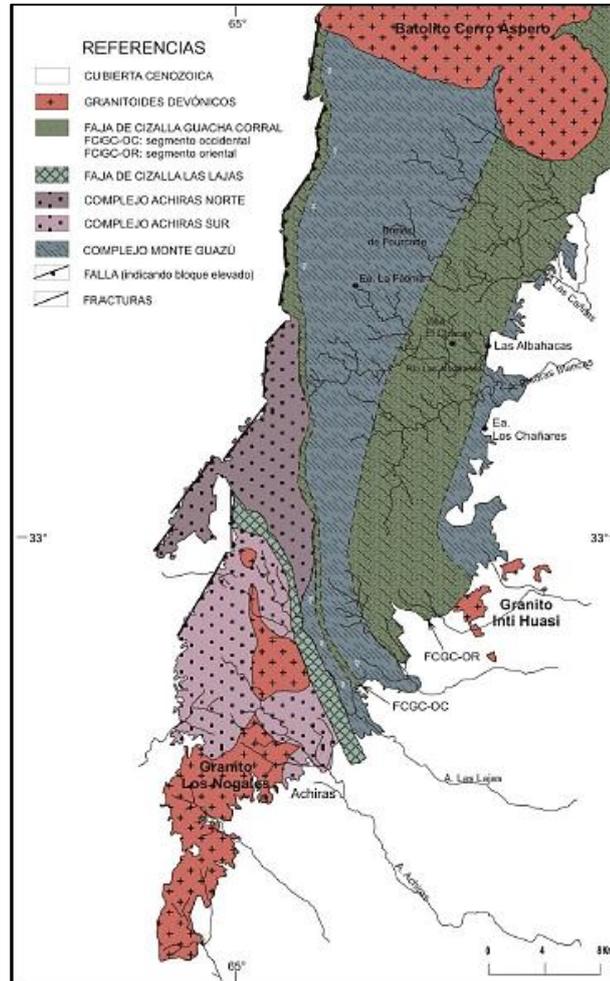


Figura 6. Mapa Geológico de las Sierras de Comechingones Sur. (Tomado de Fagiano 2007).

Llanura Pampeana

La llanura Chaco-Pampeana constituye una extensa cuenca de agradación con un modelo estructural similar al de Sierras Pampeanas, es decir megabloques de basamento cristalino, en general de rumbo meridiano, que desde el Paleozoico, han conformado diferentes depocentros en respuesta a diferentes contextos tectónicos (distensivos/compresivos).

El área pedemontana, sobre la cual se desarrolla la cuenca del arroyo Las Cañitas, es un área agradacional perteneciente a la Llanura Pampeana, donde afloran sedimentos de edad Cuaternaria, siendo los más antiguos sedimentos fluviales del límite Terciario-Cuaternario.

En este sector, la unidad más antigua que se reconoce corresponde al límite Plioceno-Pleistoceno (Cantú 1992) y se compone de arenas finas y medias con gravas dispersas de génesis fluvial (abanico medio a distal, Eric 1986), asociadas a un clima húmedo. Cantú (1992) las designa como *Formación Alpa Corral* (Figura 7).

Durante el Pleistoceno medio-superior se deposita la *Formación Pampiano* (Cantú 1992 y Cantú, *et al.* 2004, 2006) que se compone de limos y limos arenosos muy finos con distintos grados de cementación, de color pardo rojizo, con nódulos de hierro y subordinadamente sílice. También se incluyen en esta formación limo eólico pardo rojizo a amarillentos con niveles de calcretos y conglomerados fuertemente cementados con carbonatos, evidenciando un clima árido para ese período. Afloramientos de la Formación Pampiano pueden observarse en las barrancas de numerosos arroyos de la región.

Eric (1986) reconoce para esta formación dos miembros; uno *inferior* limoso, limo arenoso fino, rojizo y cementado, de génesis fluvial correspondiente a ambiente de canal, llanura de inundación y posiblemente palustres; y un miembro *superior* compuesto por limos eólicos, rojizos a amarillentos con niveles de calcretos y de geometría tabular.

El Pleistoceno superior está caracterizado por el desarrollo, en sectores estables de interfluvios, de un suelo sobre material eólico (en general perteneciente a la Formación Pampiano), que Cantú (1992) denominó *Geosuelo Estancia El Cerrito*. El mismo autor describe depósitos coetáneos

en los valles aledaños, que denomina *Formación Chocancharava*, la cual está compuesta de arenas, limos y gravas finas de origen fluvial que se habrían depositado en un ciclo húmedo. Según Cantú (1992) y Cantú *et al.* (2004) se trata de facies de canal entrelazados, llanura de inundación, ambiente leníticos (material pelítico verde-amarillento con rizoconcreciones) y flujos densos. El Pleistoceno superior-Holoceno inferior está representado por la *Formación La Invernada* constituida por, depósitos mantiformes masivos loésicos interestratificados hacia el techo, con limos y limos arcillosos correspondiente a depósitos de canales efímeros (Cantú 1992, Schiavo 2003).

La *Formación Río Cuarto* (Blarasin *et al.*, 2000a), equivalente fluvial de la anterior, comprende gravas y arenas de origen fluvial y depósitos de sectores de agua restringida.

En el techo de la *Formación La Invernada* y otras unidades más antiguas, se desarrolló el *Geosuelo Las Tapias* (Cantú 1992). Este paleosuelo está presente en diversos sectores y se habría originado durante el Optimum Climaticum, por lo cual tendría una edad comprendida entre 4.000-5.000 y 9.500-8.250 AP (Holoceno inferior-medio, Cantú 1992).

Este paleosuelo se relaciona lateralmente, con la *Formación Arroyo Las Lajas* (Cantú 1992), compuesta por gravas, arenas y limos de origen fluvial y coluvial, que se asociarían a la instalación de redes fluviales de poca envergadura y a la presencia de ambientes leníticos.

Según Cantú (1992), ésta última formación del Holoceno medio, se originaría en el final del Optimum Climaticum y se correlacionaría con el *Geosuelo Las Tapias*.

Por último, el Holoceno superior se encuentra representado por la *Formación Laguna Oscura* (Cantú, 1992, Degiovanni *et al.* 2005), compuesta por arenas muy finas y limos eólicos, de gran extensión areal y que se habría depositado al finalizar el Optimum Climaticum.

CUADRO ESTRATIGRÁFICO DE LA ZONA SUROESTE DEL DEPTO. RÍO CUARTO										
ERA	PERIO.	EPOCA	EDAD AÑOS	EDAD MAMAL	FORMACION	UNIDADES EDAFO-ESTRAT	CLIMA	PROCESO	LITOLOGIA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	SUPERIOR	5ka.?	Alo Fm LAGUNA OSCURA (Aflorante)	SUELO ACTUAL	SUBHUMED HUMEDO	PEDOGENES FLUVIO LAGUNAR EOLICO		
							SEMIARIDO			
							SUBHUMED	FLUVIO LAGUNAR		
		PLEISTOCENO	INFERIOR	8.2-9.9 Ka.?	(Aflorante no cartografiable)	SUELO LAS TAPIAS	HUMEDO	PEDOGENES		
							ARIDO	EOLICO Erosión Acumulación		
	PLEISTOCENO	SUPERIOR	10-11 Ka. 20ka.?	Fm LA INVERNADA (Aflorante no cartografiable)	SUELO Ea. EL CERRITO	HUMEDO	FLUVIAL	HORIZ. Bt y Bc desarrollado sobre materiales Pampeanos		
						ARIDO	EOLICO	LIMOS PARDOS ROJIZOS Y AMARILLENTO/CARBONAT		
						HUMEDO	FLUVIAL	ARENAS FINAS GRAVAS DISPERS		
	NEOGENO	PLIOCENO	1.8M.a.	(Aflorante no cartografiable)	Fm ALPA CORRAL					
MIOCENO	PLIOCENO	10M.a.								
			25M.a.							

Figura 7: Cuadro estratigráfico de la zona suroeste del departamento Río Cuarto.

El *estilo tectónico* para la llanura Chaco-Pampeana se define como bloques hundidos y levantados, elongados en sentido N-S, basculados al E y SE, generando un escalonamiento que disminuye hacia el SE, siguiendo la pendiente regional. Estos megabloques controlan morfológicamente bajos y altos topográficos y la conformación de las redes de drenaje.

En general, Degiovanni *et al.* (2005) y Degiovanni (2008), proponen agrupar las principales estructuras de la región Sur de Córdoba, de la siguiente manera (Figura 8)

Sistema meridiano a submeridiano: (respuesta de la orogenia andina), el cual reúne a las principales fallas; en general inversas; falla de Comechingones, Guacha Corral, Río de Los Sauces, Sierra Chica, Santa Catalina, San Basilio, del Tigre Muerto, Levalle, Reducción, Alejandro-Paspaya y el rastreador-Los Cisnes, entre otras.

Sistema E-O: muchas de ellas de carácter normal, seccionan y escalonan a los bloques meridianos, pueden citarse; falla de Elena, arroyo Boca del Sauce, El Cano, del Tegua, Santa Catalina, Río Cuarto, y fracturas menores.

Sistema NO-SE: controla las nacientes de los ríos en el extremo sur de las Sierras de Comechingones, se destacan las fallas; Las Lajas-Sampacho, Alpa Corral, Chaito-Chazón (Cantú y Degiovanni 1982).

Sistema NE-SO: se destacan las fallas del Saladillo y de Las Lagunas, mientras que existen sistemas menores controlando ríos y arroyos.

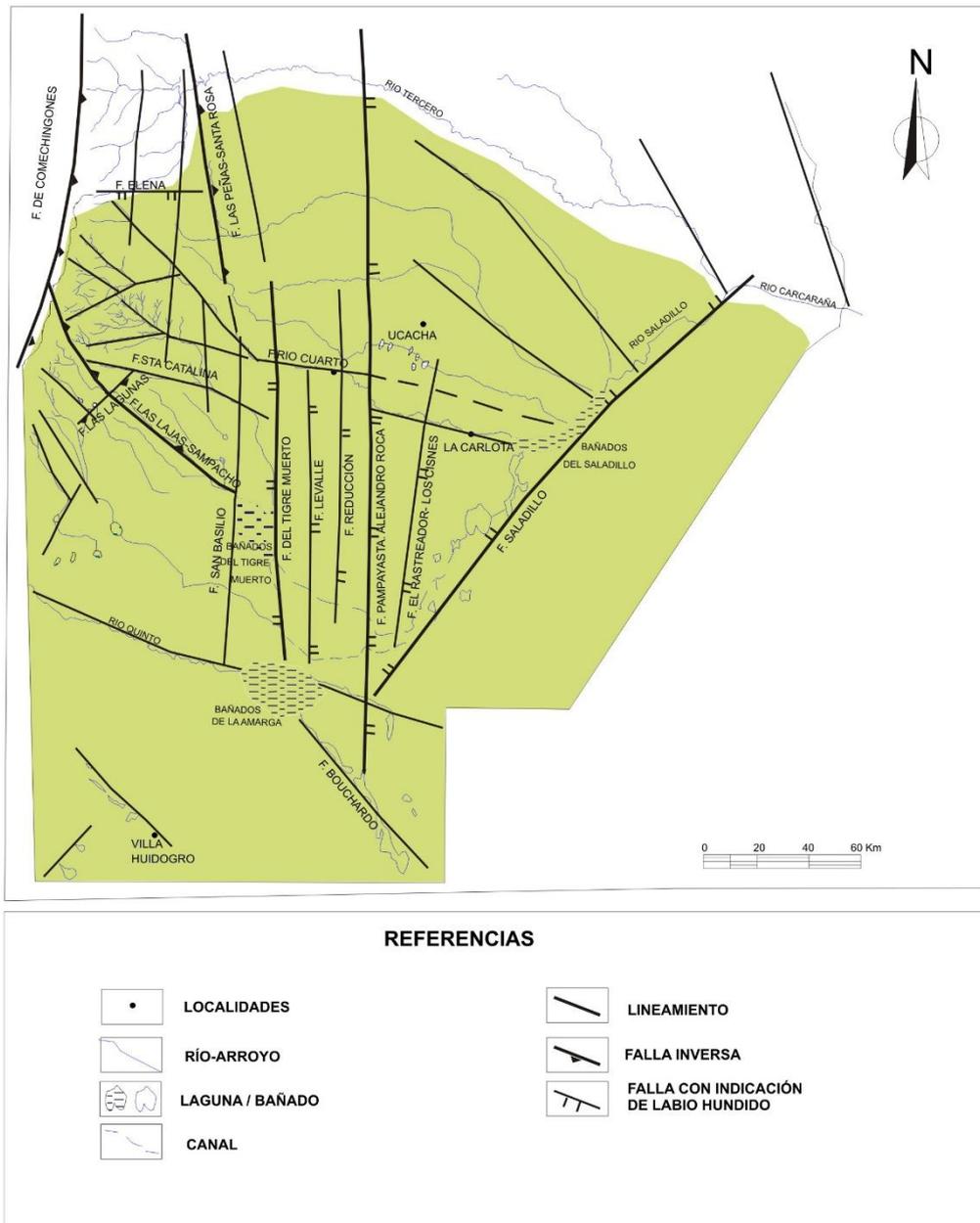


Figura 8: Mapa estructural del sur de la provincia de Córdoba (Tomado de Degiovanni 2008).

II b- Geomorfología

A escala regional la geomorfología del Sur de la provincia de Córdoba se vincula directamente con la presencia de megabloques asociados a la Orogenia Andica, que caracterizan tanto a las Sierras como la Llanura Pampeana y que conforman un mosaico de geformas denudativas-agradativas mayores, controladas por la neotectónica y las oscilaciones climáticas del Cuaternario (Carignano *et al.* 2014, Degiovanni 2005).

En el ambiente serrano dominan relieves erosivos pre y post-ándicos, mientras que en la región de llanura, morfologías de origen eólico, fluvial y lacustre, de edad Cuaternaria.

La Geomorfología del Sur de la Provincia de Córdoba ha sido descrita detalladamente en numerosas investigaciones. Para el ámbito y alcance de este trabajo, se tomarán como base los trabajos de Degiovanni *et al.* (2005), Carignano *et al.* (2014) y a nivel local Ulla (2008).

Como se observa en la Figura 9 (tomada de Degiovanni 2005) el Sur de la provincia de Córdoba se caracteriza por dos Sistemas Geomorfológicos bien definidos, uno correspondiente a los cordones serranos de las Sierras Pampeanas y, el otro, agrupa diferentes ambientes de la Llanura Pampeana. Dentro de este contexto, el área de trabajo involucra las *Sierras de Comechingones* y el *Ambiente Agradacional Pedemontano*.

La sierra de Comechingones, de orientación submeridiana, presentan ancho variable que disminuye hacia el Sur, desde 35 Km a 6 Km, con alturas variables que disminuyen de Oeste a Este desde 2000 a 900 m, escarpa al occidente y espalda tendida al oriente, donde los bloques de basamento se pierden bajo la cubierta sedimentaria cuaternaria (Degiovanni 2005).

Según la litología, existen dos tipos de modelado en el ambiente serrano, como resultado de varios ciclos denudativos, aquellos que responden al paisaje ígneo de bochas y taffonis (batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, granitoides Los Nogales-Achiras) y aquellos que responden al paisaje metamórfico de crestas orientadas.

Una de las principales características geomorfológicas de estas sierras, es la presencia de las pampas de alturas que corresponden a relictos de una superficie de erosión antigua de edad Cretácica superior- terciaria, cubiertas por sedimentos eólicos Pleistocenos y Holocenos. (Degiovanni 2005, Carignano *et al.* 2014, Andreazzini y Degiovanni 2013).

Los ríos y arroyos que drenan la vertiente oriental de las Sierras de Comechingones desarrollan redes de alta densidad y controladas por las estructuras; hacia el Sur sus valles son amplios, con relleno cuaternario, donde los cursos se están reinstalando, mientras que al Norte están muy encajonados en roca y tienen alta pendiente. En ambos sectores se evidencian procesos de rejuvenecimiento en estos sistemas de drenaje (Blarasin *et al.* 2005).

El Ambiente Agradacional Pedemontano corresponde a una bajada fallada y fuertemente ondulada, surcada por numerosos cursos permanentes, entre ellos el río Las Cañitas, que desarrollan sus fajas fluviales controladas por estructuras que evidencian actividad neotectónica. Además de los procesos vinculados a ríos y arroyos permanentes, se observan procesos de carcavamiento discontinuos, vinculados a corrientes efímeras actuales (Degiovanni 2005, Carignano *et al.* 2014).

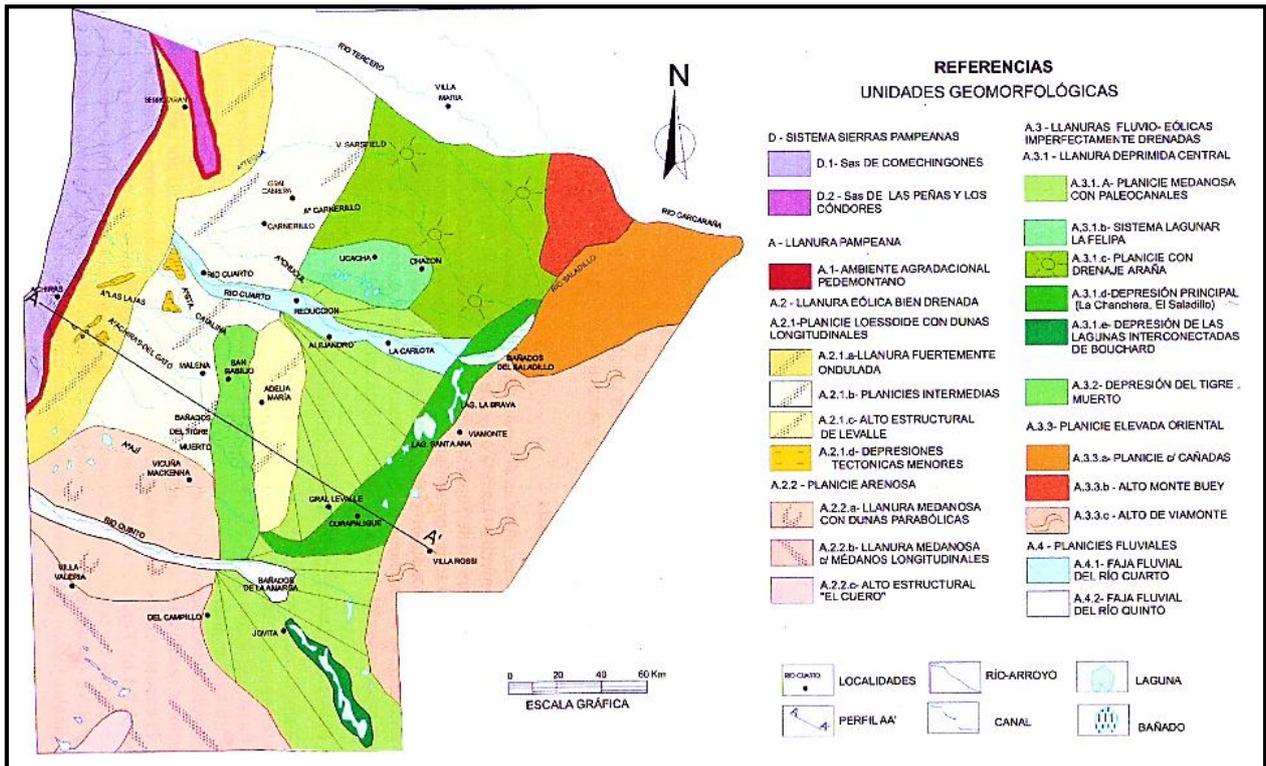


Figura 9: Mapa geomorfológico del Sur de Córdoba (Tomado de Degiovanni 2005).

CAPITULO III. CLIMA

Tomando como base las características expuestas en la Hoja Geológica Río Cuarto (Degiovanni *et al* 2005), se establece que el Sur de la provincia de Córdoba presenta un clima del tipo Mesotermal con variaciones en el régimen hídrico, desde **subhúmedo-húmedo** en la zona serrana y pedemontana hasta **subhúmedo-seco** en las planicies deprimidas más orientales.

Blarasin (2003) estableció que debido a su posición latitudinal, el sector sur de Córdoba se encuentra dentro de las zonas de climas **templados** de la Argentina, caracterizándose por una gran uniformidad térmica y concentración estival de las precipitaciones. El régimen térmico se caracteriza por un invierno relativamente riguroso y un verano medianamente cálido. Las temperaturas medias son del orden de los 16°C, con valores extremos para verano de 23°C (mes de enero) y para invierno de 9°C (mes de julio).

El 80% de las lluvias se concentran en primavera-verano y el 20% restante en otoño-invierno. Las precipitaciones disminuyen desde el NE hacia el SO, marcado por las masas de aire cálido y húmedo que llega desde el Atlántico, siendo las medias anuales del orden de 890-700 mm, con tendencia en aumento desde la década del `70. La evapotranspiración media anual es del orden de 720 mm y los mayores excedentes se registran desde noviembre a marzo.

Los vientos predominantes son N, NE y S, con velocidades medias del orden de 14 Km/h, velocidad que aumenta a fines de agosto y octubre, con ráfagas de 100 Km/h.

Blarasin (2003) propone para el sector central-occidental de Córdoba y región pedemontana, un clima subhúmedo-seco con déficit variable de agua que aumenta hacia el SO, realizando la clasificación de Thornthwaite (1948) y el Balance Hídrico Modular para la serie 1921/1950 del Servicio Meteorológico Nacional (Figura 10).

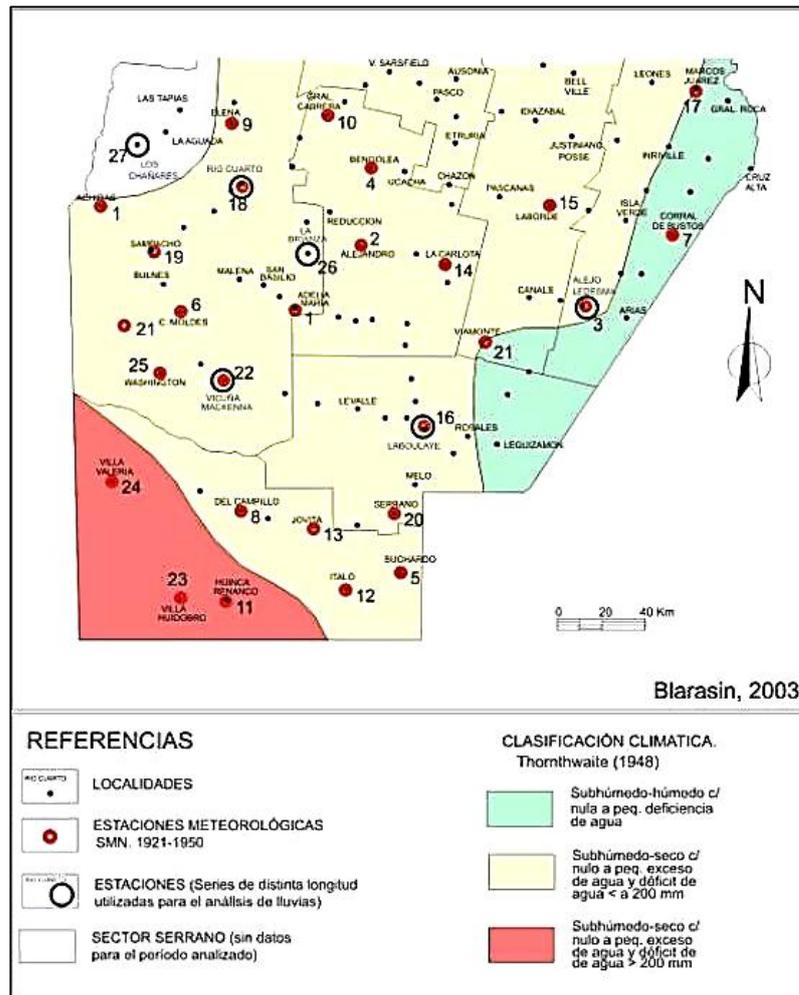


Figura 10: Clasificación climática del sur de Córdoba. Serie 1921/1950 (Tomado de Blarasin 2003)

Para caracterizar el clima local, fundamentalmente las precipitaciones, se tomaron como base los datos Andreazzini (2015), quien efectuó el tratamiento de dos series de precipitaciones muy próximas al área de estudio: serie Las Tapias y serie Los Chañares (1939-2014), cuya ubicación se presenta en la Figura 11.

Andreazzini (2015), mediante el contraste de los datos de ambas estaciones, obtiene una serie unificada de mayor extensión (1939-2014) de cuyos datos se desprende el siguiente análisis.



Figura 11: Ubicación de estaciones meteorológicas. Imagen Google Earth.

En la **curva cronológica anual de las precipitaciones** para el período 1939-2014 (Figura 12), se observa una precipitación media anual de 909 mm (línea amarilla) y una tendencia alternante entre periodos húmedos y secos alrededor de la media de la serie, el año 1970 registra las mínimas precipitaciones (582 mm serie Las Tapias) y el año 1999 las máximas (1348,3 mm serie Las Tapias). Se observa que a partir del año 1972, existe una clara tendencia hacia un aumento de las precipitaciones, donde la mayoría de los años supera el valor medio. Los años más lluviosos son 1972, 1979, 1989, 1991, 1992, 1999, 2000 y 2004 donde las lluvias excedieron en 300-450 mm la precipitación media anual, y los años más secos corresponden a 1974, 1986, 2003, 2005 y 2011.

Andreazzini (2015), realiza además, el cálculo de la media móvil cada 3 años (línea negra), a partir de la cual identifica 5 ciclos secos-húmedos, el primer ciclo (1939-1955) corresponde a un período seco con un promedio anual de 777,9 mm, el segundo ciclo (1956-1964) corresponde a un período húmedo con un promedio anual de 1025 mm, el tercer ciclo (1965-1978) corresponde a un período seco con un promedio anual de 817,8 mm, el cuarto ciclo (1979-2002) corresponde a un período húmedo con un promedio anual de 1036,4 mm, finalmente el último ciclo (2003-2010) corresponde a un período seco con un promedio de 891,8 mm.

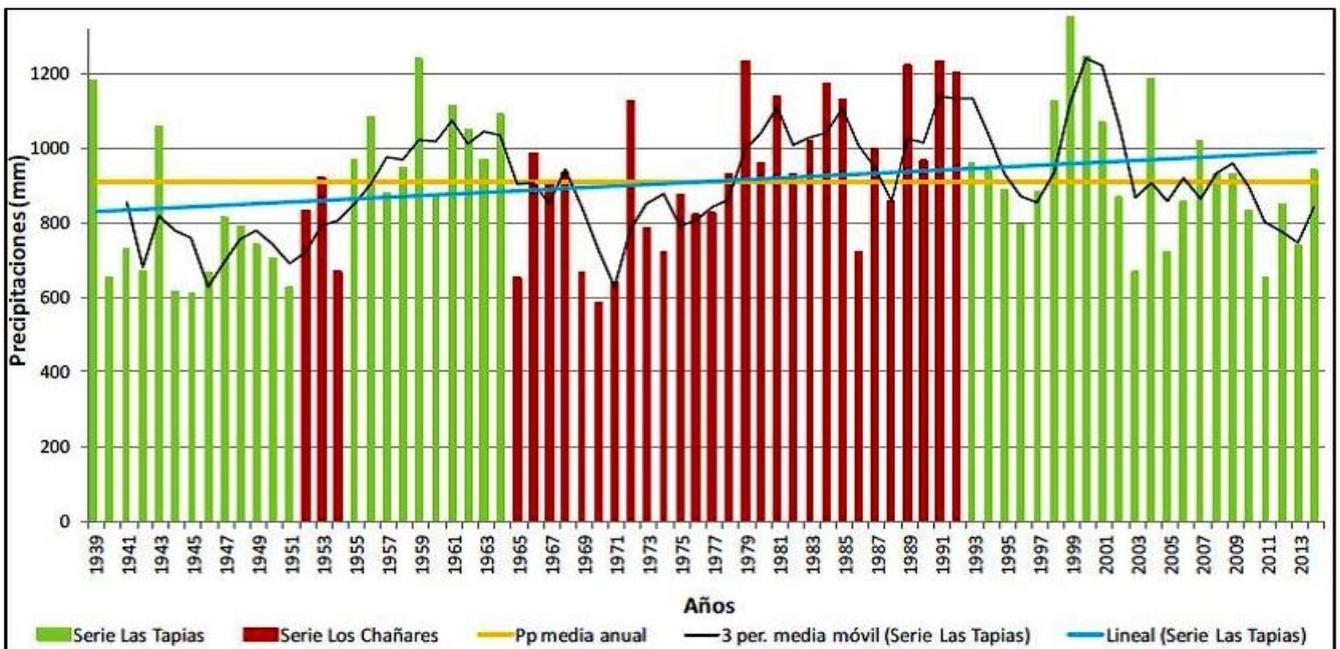


Figura 12. Curva cronológica anual de precipitaciones Serie Las Tapias-Los Chañares, período 1939-2014. (Andreazzini 2015).

En el análisis de la **distribución de los promedios mensuales de precipitaciones** (Figura 13), tomando como inicio el mes de septiembre (mes hidrológico), se ve claramente la concentración de precipitaciones en los meses entre octubre y marzo, siendo diciembre el de mayor valor (149,5 mm). Los meses comprendidos entre abril y agosto, son los que presentan menores valores, siendo junio y julio los más bajos (14 mm).

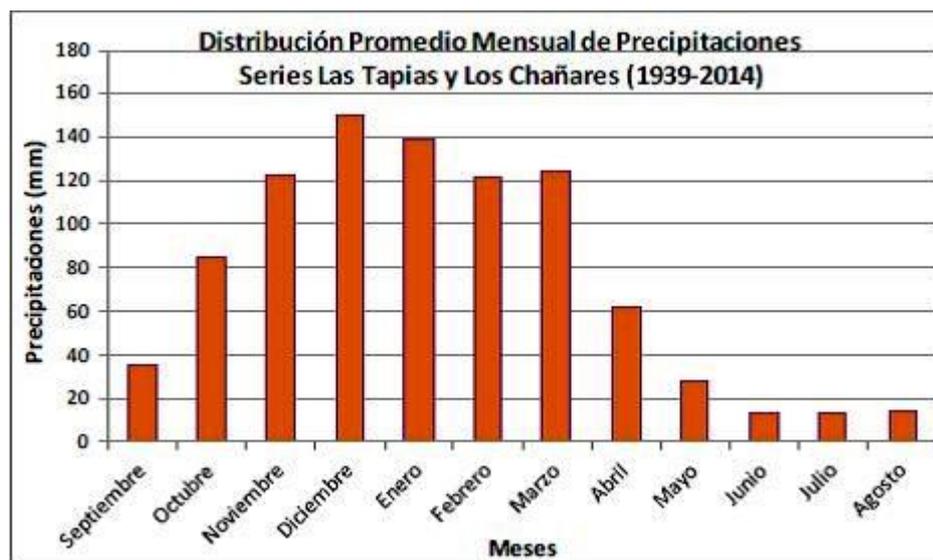


Figura 13: Distribución promedios mensuales de las precipitaciones de la Serie Las Tapias-Los Chañares (1939-2014) (Tomado de Andreazzini 2015).

A las series analizadas hasta aquí, se les suma una nueva serie de datos, de menor extensión temporal (2011-2014), recogidos a partir de la puesta en marcha de una nueva estación meteorológica automática, denominada estación La Cumbre, localizada en la cuenca alta del río Las Cañitas (Andreazzini, 2015)(Figura 14). Dado el corto período de registro, se destaca el mes de febrero en respuesta de las importantes lluvias del año 2014.

Desde agosto del 2011, esta estación registra datos de Temperatura, Humedad Relativa, Precipitaciones y Velocidad del viento, de cuyo análisis se ha obtenido que los meses más lluviosos fueron octubre/11 y febrero/12, siendo el menos lluvioso junio/12. Además, al comparar esta serie serrana con la de la estación Las Tapias en el sector pedemontano, se observa una diferencia en la distribución de las precipitaciones entre ambos sectores, siendo mayor la pluviosidad en el piedemonte en 5 de los 8 meses comparados (Andreazzini 2015).

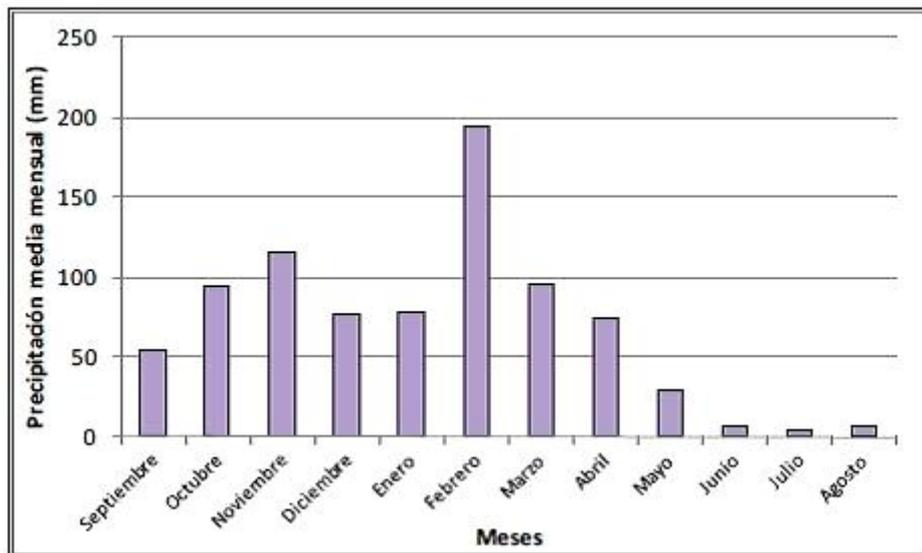


Figura 14: Distribución mensual de las precipitaciones. Estación La Cumbre

(Serie 2011-2014)(Tomado de Andreazzini 2015).

En cuanto a las temperaturas, según Andreazzini (2015) y en base a los datos de la estación meteorológica La Cumbre, se observa que las temperaturas medias más bajas corresponden al mes de julio, con valores de 4,6- 6,1°C, mientras que las medias más altas corresponden a los meses de diciembre y enero con valores de 17,4 y 18,7°C. La mínima absoluta registrada fue de -9,6 °C (22/7/13) y la máxima absoluta fue de 31,3 °C (25/12/13) (Figura 15).

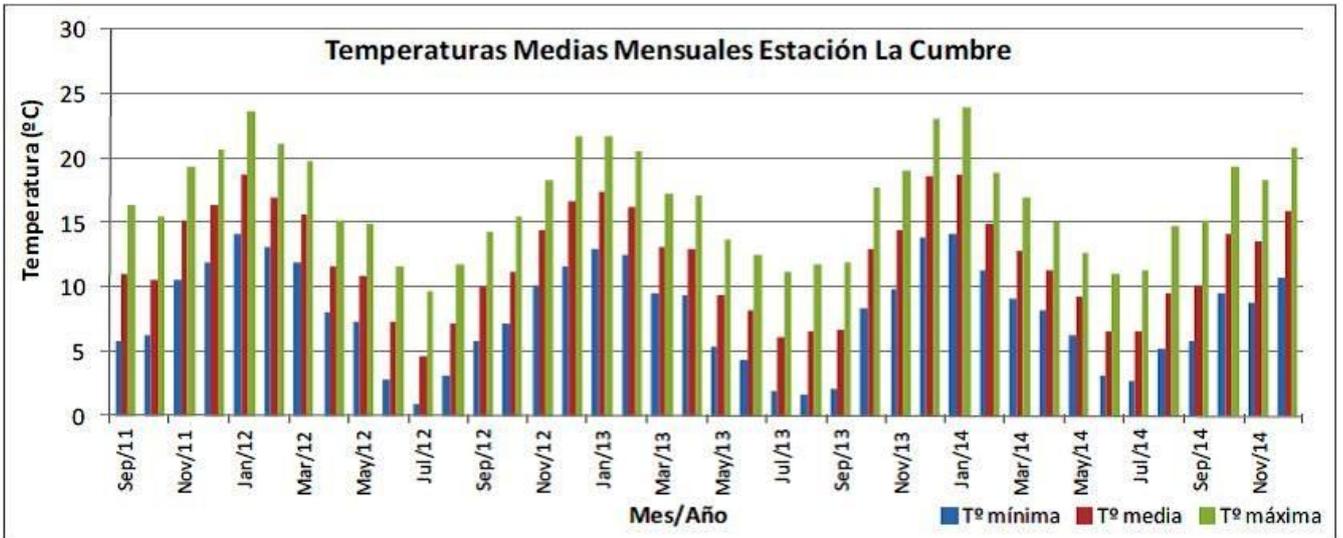


Figura 15: Temperaturas medias mensuales. Estación La Cumbre (serie 2011-2014) (Tomado de Andreazzini 2015)

En cuanto a la velocidad de los vientos en la Estación La Cumbre, se registraron valores medios mensuales mínimos variables entre 18,6 a 24,3 Km/h en los meses de diciembre y abril y valores variables de 34,3 y 45,2 Km/h en los meses de mayo y octubre.

CAPITULO IV: HIDROLOGIA SUPERFICIAL

Los principales sistemas fluviales del Sur de la provincia de Córdoba tienen sus nacientes en las Sierras de Comechingones, donde las altas pendientes, la baja permeabilidad de la roca y el régimen de precipitaciones de alta intensidad, generan alto escurrimiento en corto período de tiempo. La mayoría de las cuencas resuelven su salida de las sierras en un solo colector, y desarrollan sus fajas fluviales en sentido O-E dentro de la llanura pampeana, para descargar en las llanuras orientales, integrándose a la cuenca del Plata a través del sistema bañados-río Saladillo. Estos ríos y arroyos presentan en algunos casos, un claro control estructural, evidenciado por su diseño en planta.

Cuenca del Río Cuarto

Las principales subcuencas que componen la cuenca del Río Cuarto son la de los ríos Las Cañitas y Piedras Blancas, a partir de cuya confluencia toma su nombre. Pocos kilómetros aguas abajo de este punto el Río Cuarto recibe del sector norte a otros dos tributarios mayores, los ríos San Bartolomé-La Invernada y Alpa Corral-Seco (Figura 16).

La red de drenaje de la cuenca alta del Río Cuarto presenta un patrón controlado por la estructura, con dos rumbos predominantes, NO-SE y SO-NE, diseño rectangular-angular, densidad de drenaje elevada, observándose menor densidad en las pampas de altura.

Subcuenca Las Cañitas

El área drenada por la subcuenca del río Las Cañitas cubre una superficie de aproximadamente 267,35 Km², tiene forma elongada y angosta y está conformada por las subcuencas de los ríos La Tapa (186,73 Km²) y Las Tapias (58,52 Km²) (Figura 17) (Andreazzini 2015).

Hidrometría

Andreazzini (2015), realiza para diferentes cursos de la cuenca, el análisis de caudales instantáneos medidos en una red de monitoreo. Analiza la información perteneciente a dos estaciones de la Red Hidrométrica Nacional existente en los ríos La Tapa y Las Tapias, a cargo de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH), y analiza datos provenientes de la estación limnimétrica instalada en el río Las Cañitas por el Dpto. de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto. A estos datos, se le suman los aforos realizados en la denominada estación 13, en el sector del puente sobre el río Las Cañitas, Ruta Provincial N° 23 (Figura 17).

De las estaciones La Tapa y Las Tapias (SSRH, 2004), Andreazzini (2015), realizó la comparación de la serie de precipitaciones Las Tapias-Los Chañares (1939-2014) para los periodos en los que se obtuvieron caudales medios mensuales (QMM) (1939-1980 y 1940-1981), y determinó que, los QMM aumentan en correspondencia con los meses más lluviosos. De los datos aportados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (2004), el caudal máximo medio diario anual de la estación La Tapa período 1939-1980, fue de 402 m³/seg (octubre de 1956), y en la estación Las Tapias, fue de 100 m³/seg (octubre de 1943).

De la estación de aforo instantáneo sobre el río Las Cañitas, denominada estación 13, Andreazzini obtiene la siguiente información: los caudales del período seco muestran valores del orden de 0,02 a 0,16 m³/seg, mientras que aforos de colas de crecidas arrojan caudales de hasta 20,65 m³/seg (Figura 18). En cuanto a la estimación de caudales de crecida, se determinaron caudales de hasta 406,1 m³/seg, según marcas de crecida y cálculo de velocidad de Manning (Andreazzini (2015)).

La estación 13, se localiza en el tramo semiconfinado, 730 m aguas abajo del puente sobre la Ruta Provincial N°23 coincidente con la ubicación de la estación limnimétrica del Dpto. de Geología de la UNRC. Allí los picos máximos de crecidas alcanzaron alturas de 3 m (31/12/2014) y 4,5 m (25/02/2015) (Figura 19 y 20).

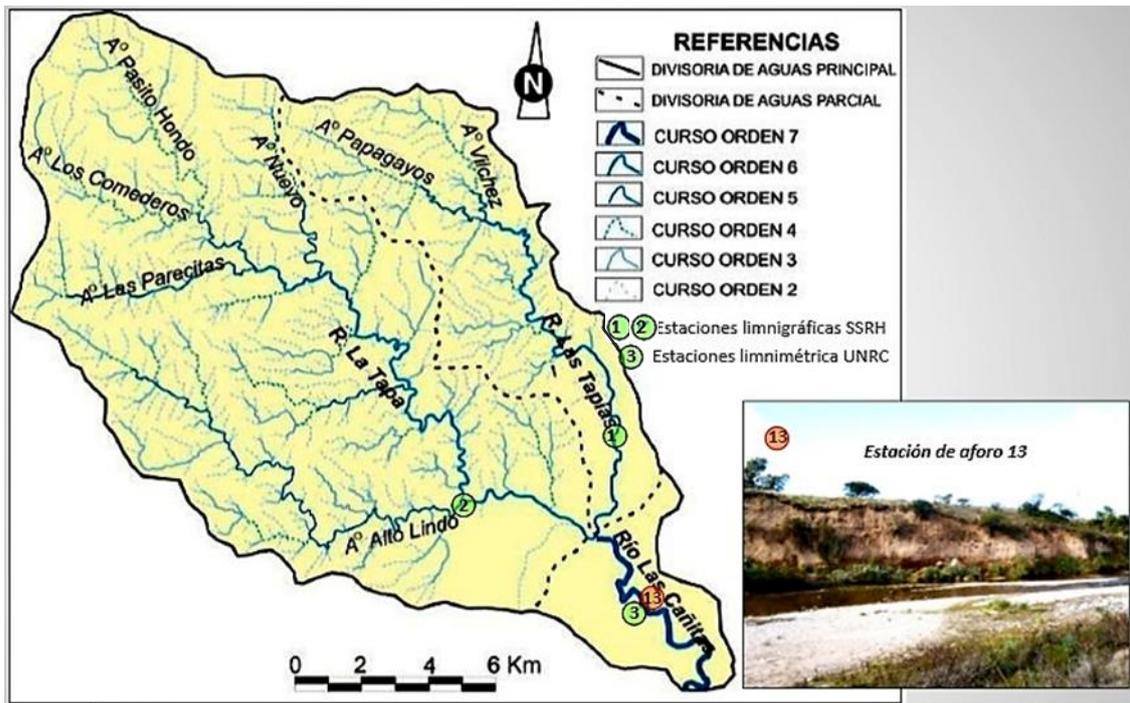


Figura 17: Mapa hidrográfico mostrando la cuenca del río Las Cañitas y estaciones de medición (Andreazzini 2015)

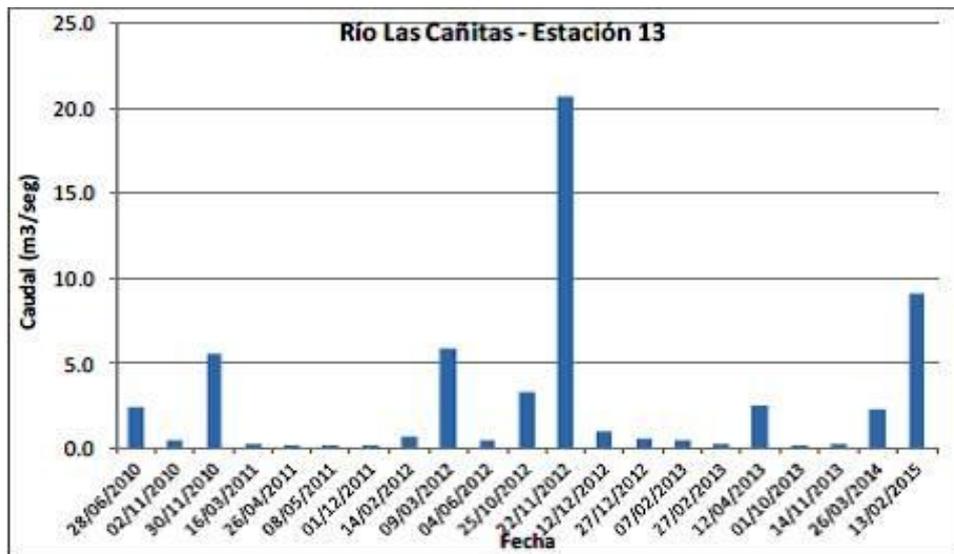


Figura 18: Caudales instantáneos medidos estación 13, río Las Cañitas. (Tomado de Andreazzini 2015).

Con el propósito de lograr una mejor aproximación al comportamiento hidrológico del río Las Cañitas, Andreazzini (2015) aplica el modelo numérico HEC-HMS (Hidrologic Modelining System-Hidrologyc Engineering Center), evaluando la sensibilidad de diferentes parámetros intervinientes y

modelando numéricamente la relación existente entre los procesos hidrológicos y los procesos geológicos-geomorfológicos consecuentes, obteniendo caudales picos de hasta 459 m³/seg para el ingreso al río Las Cañitas y 448,5 m³/seg para la salida.

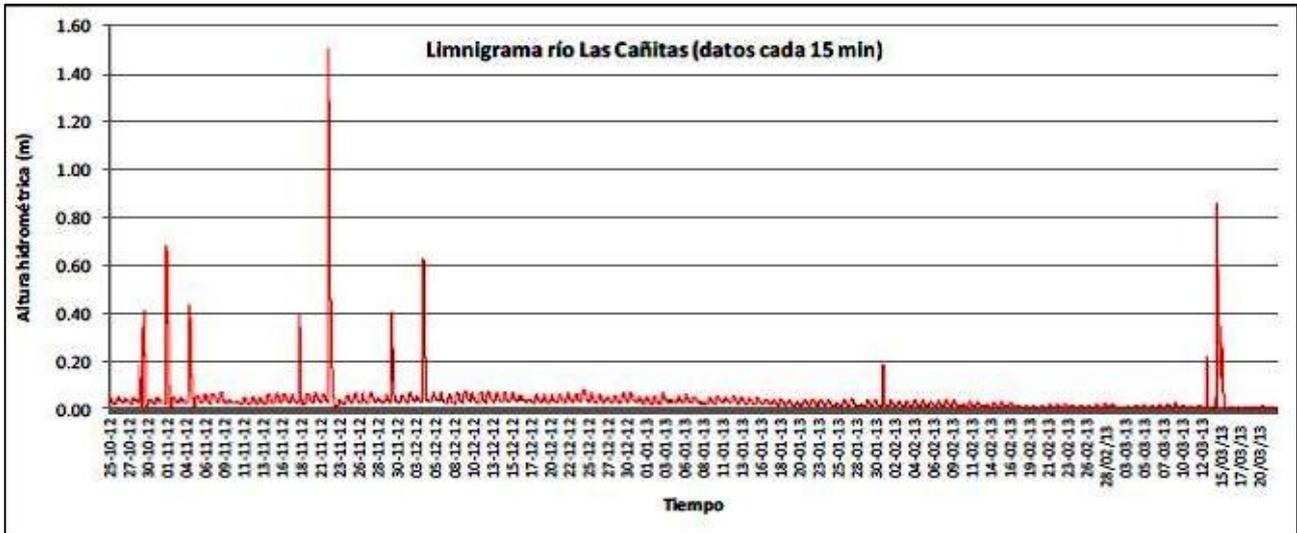


Figura 19: Limnigrama de la estación ubicada en el río Las Cañitas. Datos cada 15 minutos (período 25/10/12 al 22/03/13) Andreazzini 2015.

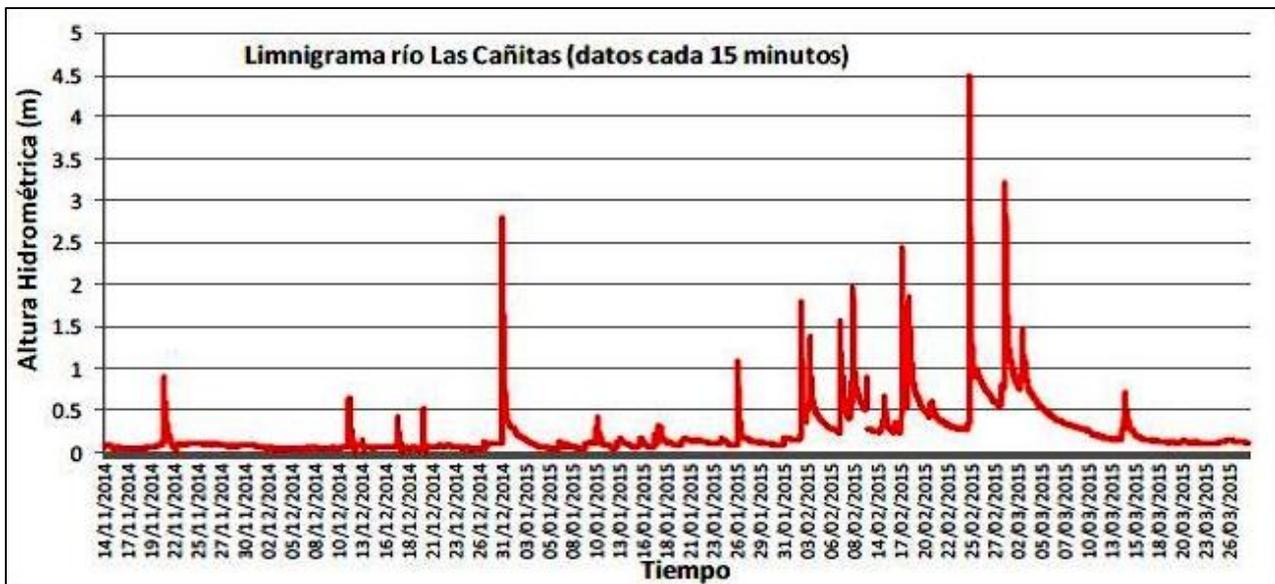


Figura 20: Limnigrama de la estación ubicada en el río Las Cañitas. Datos cada 15 minutos (período 14/11/14 al 28/03/15) Andreazzini 2015

CAPITULO V. MARCO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO LOCAL

Estratigrafía Cuaternaria

Dentro del área de estudio, se observan secuencias cuaternarias expuestas en barrancas de terrazas o borde de la faja fluvial, las cuales fueron descritas en detalle en dos perfiles estratigráficos, denominados LC1 y LC2, cuya ubicación se muestra en la Figura 21.

El perfil estratigráfico LC1 tiene aproximadamente 15 m de altura, se ubica inmediatamente aguas arriba del puente sobre la Ruta Provincial N° 23 (Figura 22). El perfil estratigráfico LC2 se ubica aproximadamente 500 m aguas arriba de LC1, tiene 9 m de altura (Figura 23).

La secuencia estratigráfica cuaternaria descrita en el área es la siguiente:

Formación Pampiano: constituye las márgenes y fondo del canal (Figura 24), presenta un espesor variable entre 3 y 4 m aproximadamente, geometría tabular, techo ondulado y neto, textura homogénea y no posee estructuras visibles. Está compuesta por sedimentos limosos finos- arcillosos pardo rojizos, con un fuerte grado de cementación carbonática color gris blanquecina. Cantú (1992) otorga a esta unidad edad relativa Pleistoceno medio a tardío. Los escasos hallazgos de vertebrados fósiles indican Edad Mamífero Lujanense. Muestras de la Formación Pampiano tomadas del perfil Las Lajas (Cantú *et al.* 2004) y Santa Catalina (Cantú *et al.* 2006) fueron datadas por TL (termoluminiscencia) e ISRL (luminiscencia infrarroja estimulada), arrojando edades entre $227,9 \pm 30,2$ y $126,3 \pm 13,5$ ka A.P.

Interpretación: según Andreazzini (2015), se trataría de depósitos de ambiente fluvial de baja energía, posiblemente asociados a una llanura de inundación.

Formación Chocancharava: se asignan a esta formación sedimentos limo-arcillosos cementados, de color pardo rojizo; textura homogénea y espesor estratal variable entre 1,5 y 3 m aproximadamente. Presenta geometría tabular y contacto plano neto en la base y neto e irregular en el techo, no se observan estructuras sedimentarias, a excepción de algunas bioturbaciones. Se apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación Pampiano y se le asigna edad Pleistocena tardía (Cantú 1992 y Cantú *et al.* 2004).

Interpretación: según Andreazzini (2015) podría corresponder a eventos fluviales de mayor energía.

Formación La Invernada: está compuesta por sedimentos limo arenosos muy finos (loess), de color pardo rojizo claro, posee geometría tabular, espesor variable entre 2 y 4 m, contacto neto e irregular en la base y erosivo y ondulado en el techo. Se observa actividad biológica generada por la fauna local (aves). Sobreyace en forma discordante sobre la Formación Chocancharava y se le asigna edad Pleistoceno tardío-Holoceno temprana (Cantú 1992, Schiavo 2003). Muestras de sedimentos de la Formación La Invernada tomadas en afloramientos del arroyo Las Lajas (Cantú *et al.* 2004) y Santa Catalina (Cantú *et al.* 2006) fueron datadas por TL e ISRL entre $85,7 \pm 11,6$ y $12,8 \pm 1,5$ ka A.P.

Interpretación: según Andreazzini (2015), esta secuencia correspondería a depósitos de flujo hiperconcentrados, representando un clima seco en la región, durante el Último Máximo Glacial (Cantú 1999).

Depósitos Fluviales: son depósitos modernos sin denominación formal, compuestos por sedimentos gruesos incluidos en una matriz arenosa, sus clastos poseen más de 20 cm en su eje mayor, representan variada energía. Se observa estructura de corte y relleno, con gradación granodecreciente. Apoya en contacto erosivo sobre la Fm La Invernada. Sobre estos sedimentos se desarrolla el suelo actual. Estos depósitos pudieran asignarse al Holoceno superior-actualidad (Andreazzini 2015) (Figura 25).

Interpretación: depósito fluvial de relleno de canal.

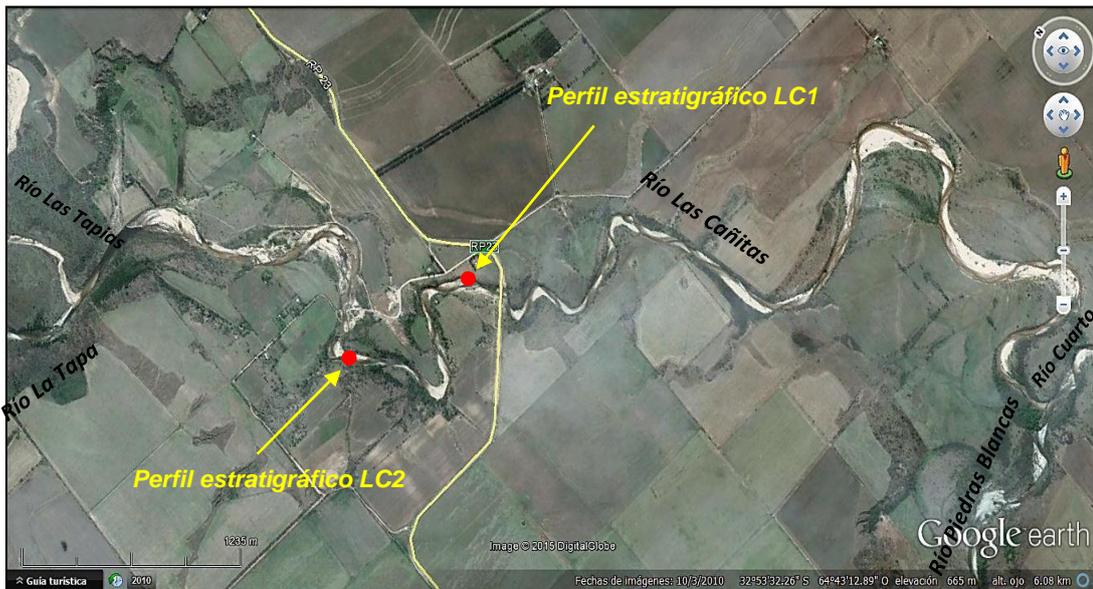


Figura 21: Ubicación de perfiles estratigráficos. Fuente Google Earth 2010.

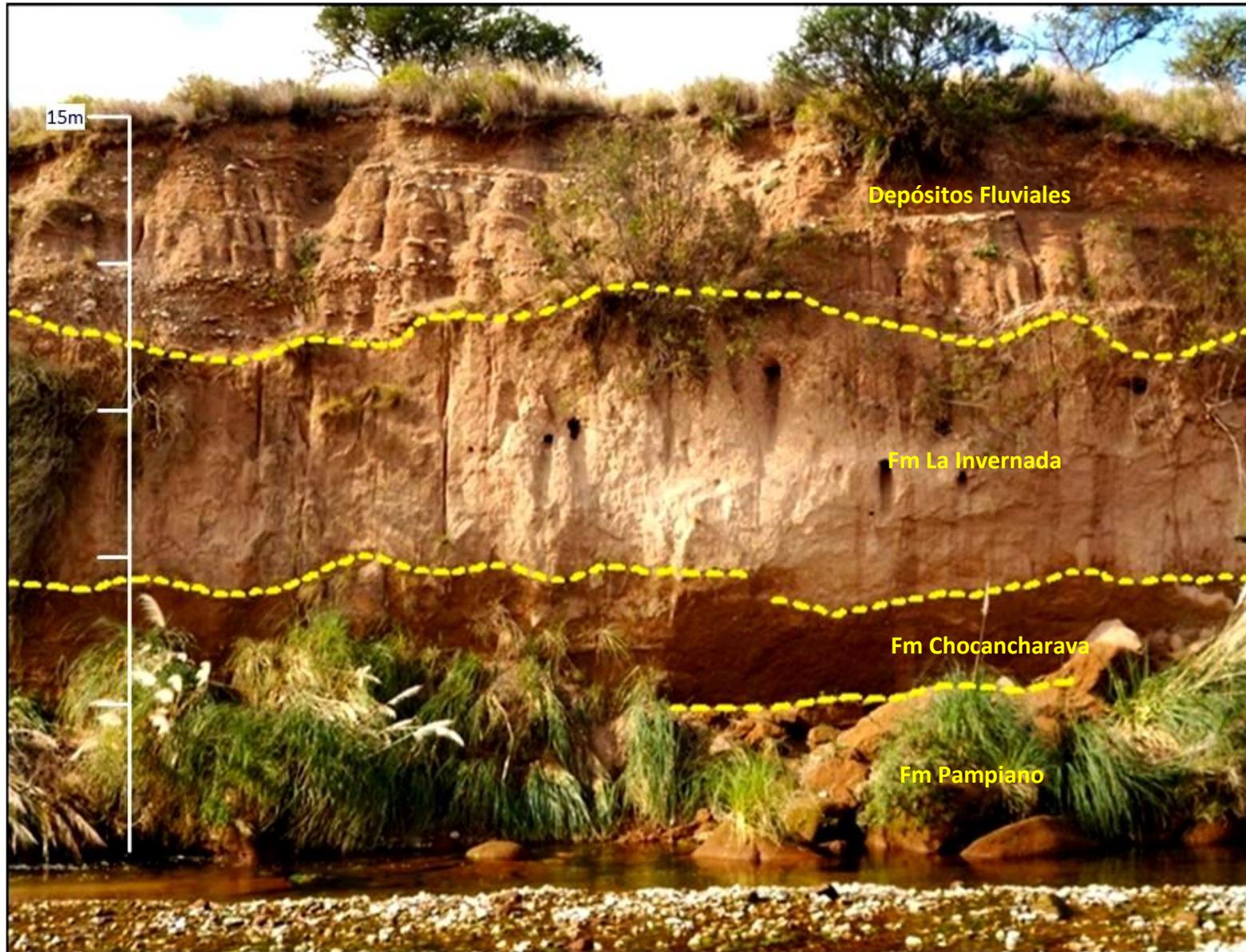


Figura 22. Perfil Estratigráfico LC1. Sector puente ruta Provincial N° 23 sobre el río Las Cañitas.



Figura 23: Perfil Estratigráfico LC2. Localizado aproximadamente 500 m aguas arriba del puente de la ruta Provincial N° 23. Sector muestreo para ensayo triaxial.

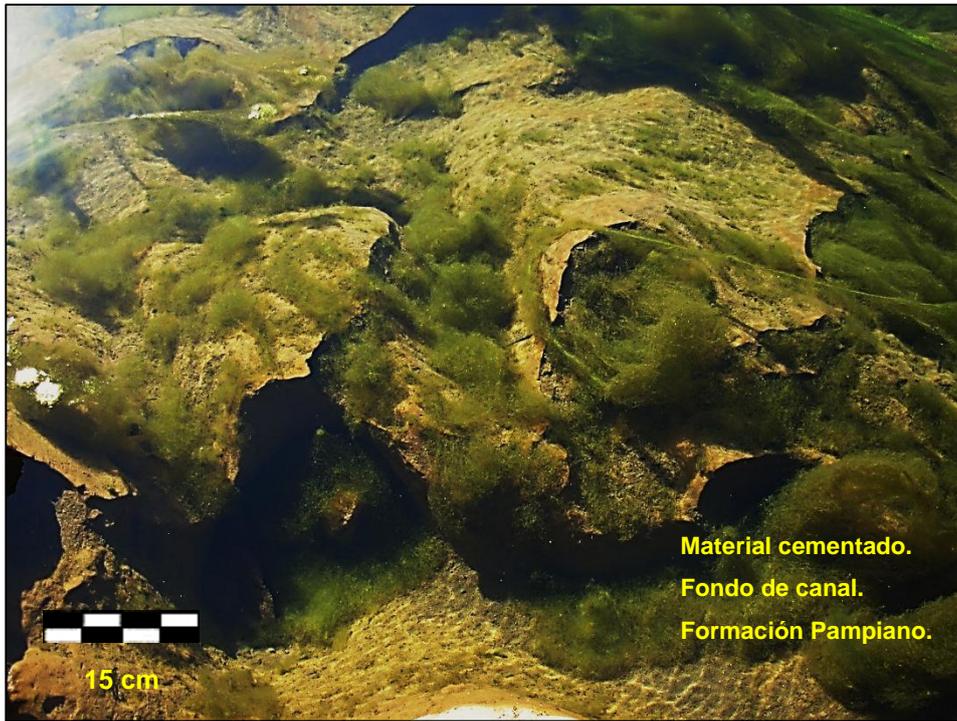


Figura 24: Fm Pampiano, fondo de canal. Sector perfil LC2.



Figura 25: Fluviales modernos sobre Fm La Invernada. Sector perfil LC2

Geomorfología

A nivel local, Ulla (2008) reconoce dos grandes ambientes geomorfológicos, uno predominantemente degradacional, denominado **Asociación Degradacional de Sierras de Comechingones** y otro predominantemente agradacional, denominado **Asociación Agradacional Planicie Extraserrana**, en los cuales se reconocieron las unidades geomorfológicas que se muestran en la Figura 26.

Particularmente en el área extraserrana este autor reconoce la *Planicie Pedemontana Fuertemente Ondulada* donde la litología dominante es aluvial, con una cubierta de depósitos eólicos retransportados por flujos hiperconcentrados/flujos densos. El relieve es fuertemente ondulado por la presencia de bloques de basamento cercano a la superficie, vinculado a la actividad neotectónica que involucra en el fallamiento, materiales cuaternarios. En la *Planicie Pedemontana Suavemente Ondulada*, de gran extensión areal, predomina una espesa cubierta sedimentaria fluvioeólica en la que se reconocen paleorasgos fluviales asociados a los ríos Las Cañitas, Alpa Corral y La Invernada.

Andreazzini (2015) define a nivel de cuenca la subunidad denominada, *bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales*, que coincidiría en parte con las unidades definidas por Ulla (2008).

La unidad *Faja fluvial* evidencia la ocurrencia de diferentes ciclos de incisión, agradación y migración lateral de los ríos Las Cañitas, Piedras Blancas, Cuarto, La Invernada, Alpa Corral y Seco. En general se encuentran hasta 3 niveles de terrazas asimétricas y simétricas, sectores de erosión de márgenes en meandros activos con procesos de evolución de laderas asociados. Se reconoce un claro control estructural y una tendencia a la incisión (Ulla 2008).

Para el río Las Cañitas, Andreazzini (2015) define una faja fluvial con mayor desarrollo hacia la izquierda, destacando presencia de meandros abandonados y paleocanales.

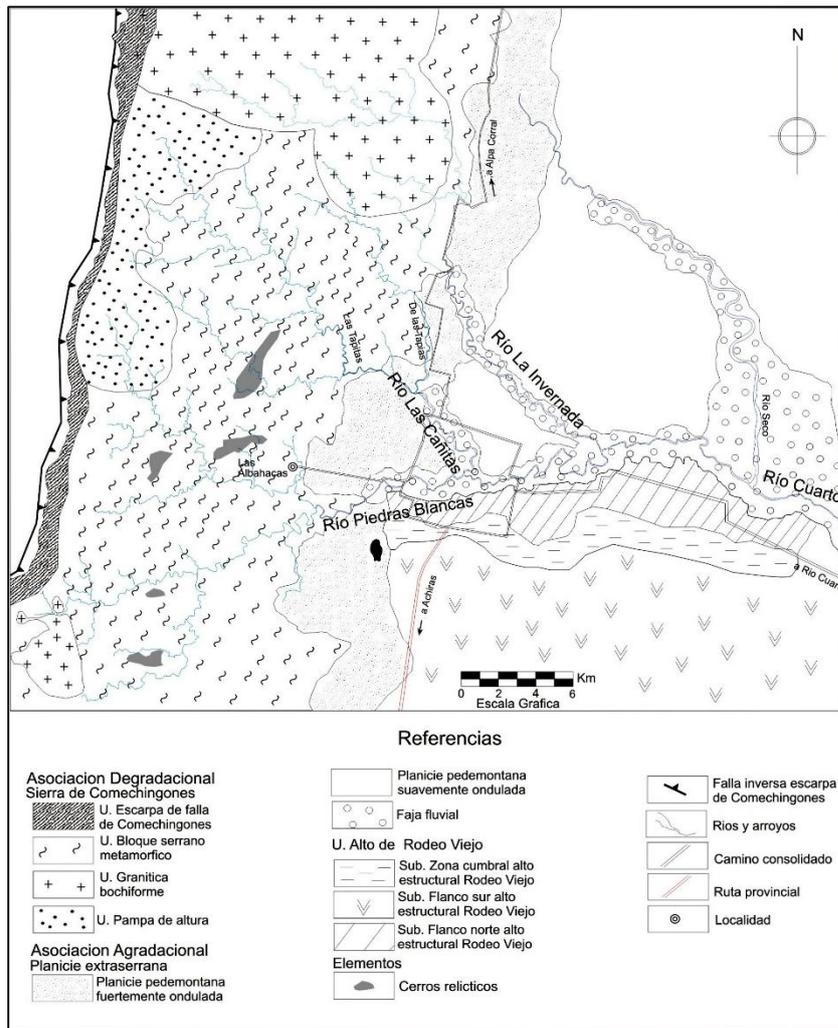


Figura 26: Mapa Geomorfológico (Ulla 2008)

Unidad faja fluvial río Las Cañitas

La faja fluvial de este curso tiene una orientación NO-SE, controlada por estructuras, y presenta rasgos geomorfológicos que evidencian la alternancia de ciclos de incisión, agradación y migración lateral. De acuerdo al sustrato (Summerfield, 1997), se trata de un río semicontrolado y según el diseño en planta Andreazzini (2015), lo segmenta en tres tramos, dos de ellos son meandriformes *Tramo 1* y *3* (Figura 27), mientras que el otro, corresponde al tipo recto (*Tramo 2*-Figura 27).

El ancho de la faja fluvial, es muy variable y se asocia a los cambios en el diseño del canal. Inmediatamente aguas abajo de la unión de los ríos La Tapa y Las Tapias, la faja fluvial del río Las

Cañitas, tiene un ancho de aproximadamente 0,30 Km en un segmento de marcado claro control estructural y litológico.

En el *Primer Tramo*, la faja puede alcanzar hasta 1,70 Km de ancho, en el *Segundo Tramo* se observa una disminución notoria con valores máximos de 1,20 Km y mínimos de 0,54 Km, correspondiendo a una faja fluvial más estrecha, mientras que nuevamente en el *Tercer Tramo*, pueden alcanzarse valores de hasta 1,80 Km, especialmente en el tramo agua arriba de la confluencia con el río Piedras Blancas. En este último sector se observa que las fajas fluviales de ambos ríos presentan una superposición de rasgos, que hacen difícil con exactitud determinar los distintos puntos de confluencia, los cuales han variado a través del tiempo.

En general Andreazzini (2015), determina que los procesos de erosión lateral se observan en los tramos de moderada sinuosidad, con valores de migración del canal de hasta 100 m, mientras que en el tramo recto, no se observan cambios en el diseño en planta, por lo menos en los últimos 45 años.

El río Las Cañitas en el sector extraserrano posee una pendiente variable entre 0.33% (Villegas *et al.* (2006) y 0.26% (Andreazzini 2015).

Se presenta en la Figura 28, el Mapa Geomorfológico del sector de estudio.

Subunidad cauce

El cauce presenta rasgos morfológicos diferentes en los tres tramos diferenciados según el diseño del canal. En el **Primer tramo**, se reconoce un canal aluvial sin control estructural y/o litológico, que ha permitido, en distintas etapas evolutivas del sistema, un divague lateral generando modificaciones graduales. Este tramo presenta un canal único, una pendiente de 0,34% y un índice de sinuosidad de 1,27 y se clasifica como de moderada sinuosidad (Andreazzini y Degiovanni 2015). La llanura aluvial es el resultado de la coalescencia de dos procesos: erosión lateral en el borde externo de los meandros que genera retroceso del talud por procesos de zapamiento en la base y desplome del material por efectos de la gravedad, y acreción de barras en espiras generadas en los arcos internos de estos sectores, definiendo así una llanura de inundación irregular a ambos

lados del canal. Cabe destacar que esta llanura es similar a la desarrollada en el Tercer Tramo. Si bien se trata de un canal único, de carácter erosivo-sedimentario, el alto porcentaje de carga de fondo sumado a las fluctuaciones en el caudal, permiten el desarrollo de barras emergentes (algunas de las cuales se encuentran parcialmente vegetadas), y bifurcaciones menores del flujo, que le dan un aspecto de canal entrelazado. Los materiales de lecho son areno-gravosos y en las márgenes afloran secuencias fluviales de variada energía.

Inmediatamente luego de la unión de los dos tributarios principales se observa el abandono de un meandro generado posiblemente por un acortamiento entre espiras, donde se desarrolló una laguna, actualmente en vías de colmatación. Los procesos de acortamiento del canal, producen un aumento de la pendiente y consecuente erosión, provocando así la disminución en la longitud del canal y dando un tramo más recto. No obstante este tramo continúa su evolución hacia la unidad básica del meandro. Este meandro actualmente se encuentra controlado antrópicamente, mediante una barrera tipo espigón, redireccionando el flujo y modificando los patrones de erosión-sedimentación, tratando de evitar así su desplazamiento hacia posiciones anteriores.

El meandro situado inmediatamente aguas abajo, meandro en desarrollo (Figura 27) a diferencia del anterior, este sector presenta mayor grado de entrelazamiento en el cauce, posee una llanura de inundación más ancha pudiendo extenderse hasta los 170 m y sectores de encharcamiento producto de conos de desbordamiento o *crevasse splay*. Este tramo, culmina en un sector de disminución de la velocidad de la corriente, producido por el control litológico que genera el afloramiento de la Formación Pampiano, el cual estrecha notoriamente el canal provocando localmente disminución de la velocidad media y sedimentación aguas arriba e incremento de la misma y erosión aguas abajo (Figura 29)

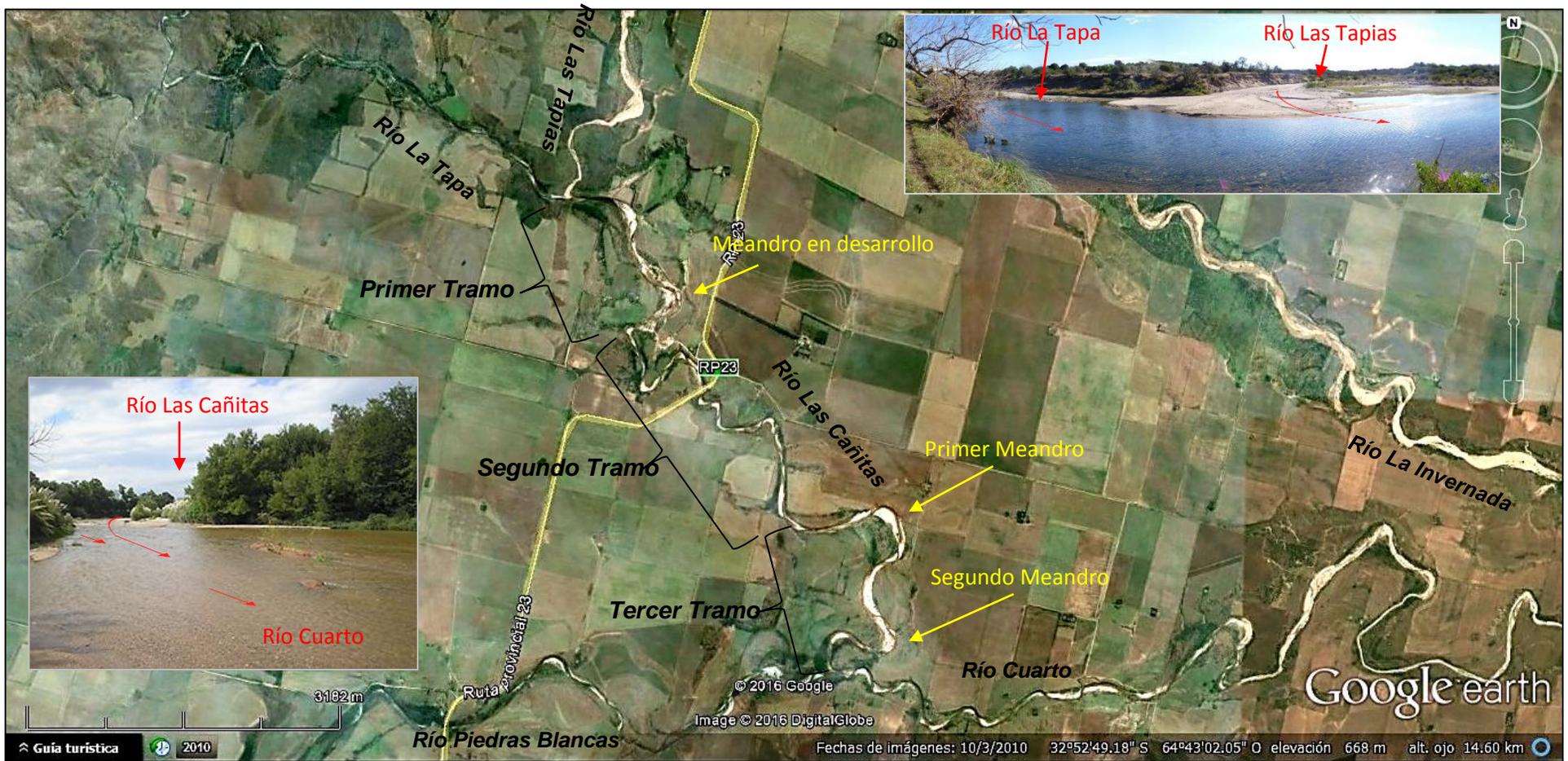


Figura 27: Identificación de tramos según diseño en planta. río Las Cañitas. Fotos indicando nacimiento y desembocadura.

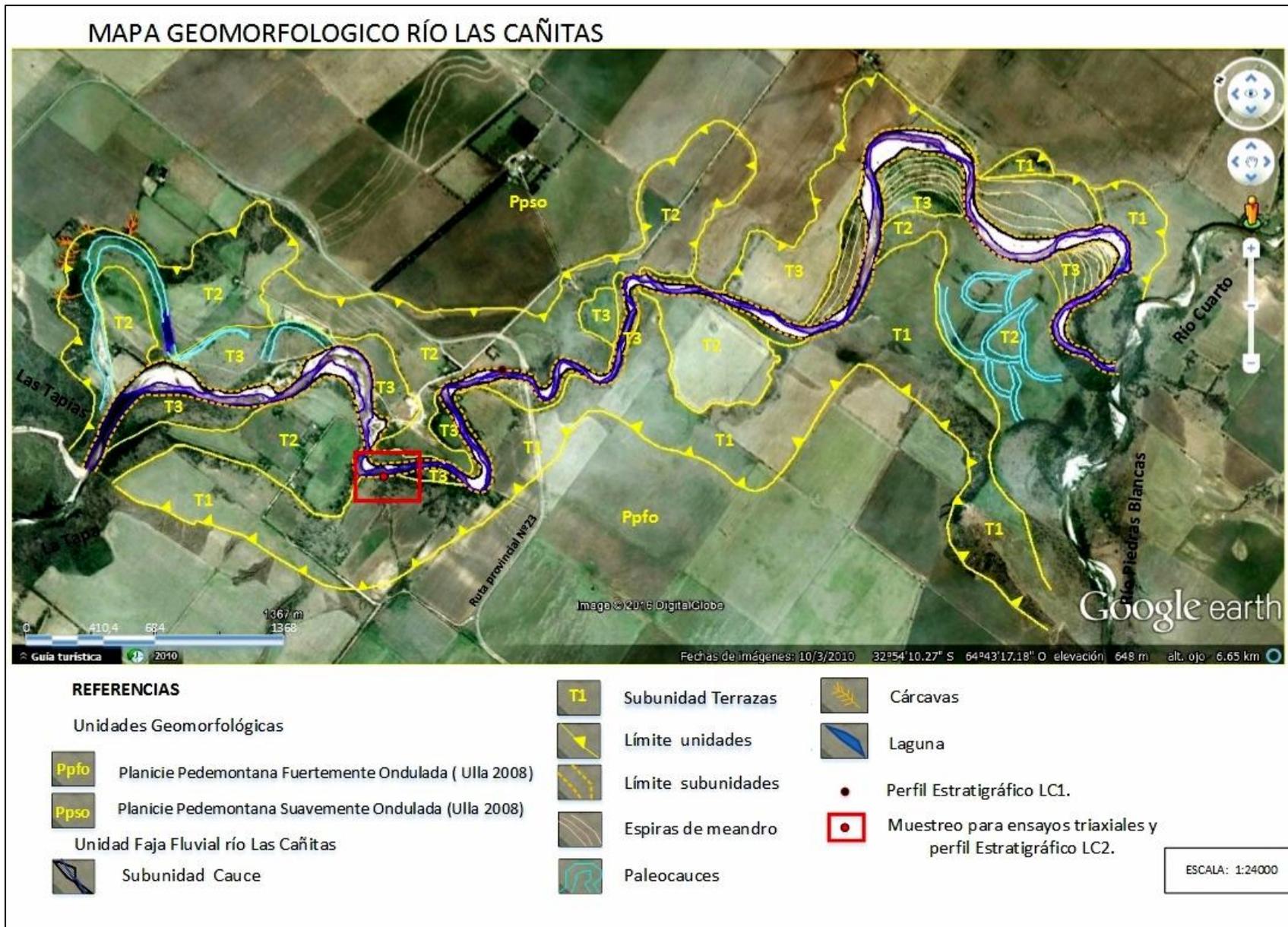


Figura 28: Mapa Geomorfológico Río Las Cañitas.

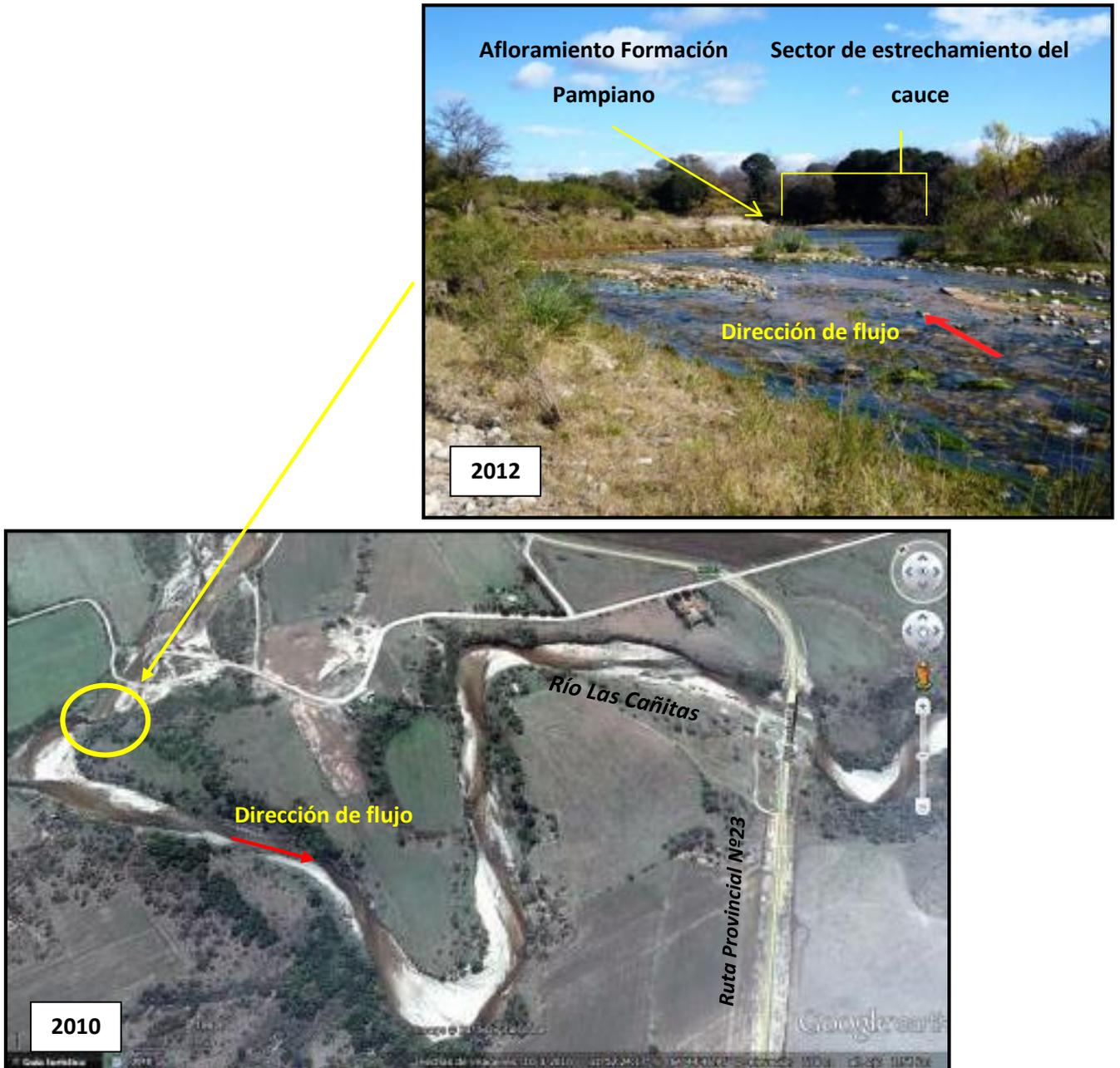


Figura 29: Imagen superior, se observa estrechamiento del cauce. Imagen Google (2010), ubicación del sector de estrechamiento.

El **segundo tramo** se clasifica como un canal semiconfinado, observándose un diseño meándrico desactivado por incisión en secuencias cohesivas. Así, el canal se comporta como rectilíneo, cuyo índice de sinuosidad arroja un valor de 1,08. El canal aluvial se encuentra controlado por los sedimentos cementados de la Formación Pampiano/Formación Chocancharava, cuya alta resistencia impiden/minimizan la erosión lateral y le aportan mayor estabilidad. El tramo presenta un canal único, de carácter erosivo-sedimentario, el ancho del cauce es del orden de 40-45 m, la profundidad a canal lleno de 0,70 m (Andreazzini, 2015), la pendiente de 0.24%. En los sectores de acumulación (sectores internos de meandros confinados) dominan barras laterales constituidas de material psefítico-psamítico, y prácticamente no hay desarrollo de llanura aluvial (Figuras 30).

El **tercer tramo** corresponde nuevamente al típico diseño meandriforme, con un índice de sinuosidad de 1,38. El canal tiene un ancho variable entre 75 m y 90 m, exhibe barras semilunares o espiras en los arcos internos y, en los arcos externos, erosión lateral, con borde/talud erosivo. La llanura aluvial es de forma irregular, formada a ambos lados del canal y de características similares a la llanura del primer tramo. Los materiales de lecho son areno-gravosos y en las márgenes afloran secuencias fluviales de variada energía. Andreazzini y Degiovanni (2015), determinan para este tramo, una pendiente de 0.31%.

En general, para el río Las Cañitas, tanto en barras como en el canal, dominan materiales del tipo gravas medias –gruesas y sábulos y los clastos se observan subangulosos, subredondeados y redondeados, en función de las distintas litologías presentes en la cuenca (Andreazzini 2015). Dentro de los clastos observados, se encuentran algunos constituidos por el material cementado que conforma laterales y fondo del canal, asignado a la Formación Pampiano, también se presentan clastos de rocas metamórficas e ígneas.

Con respecto al material transportado en suspensión, es del orden de 0,06 gr/l, mientras que en situaciones de bajante de crecidas, se han determinado valores de hasta 0,37 gr/l (Andreazzini 2015).

Subunidad terrazas

A lo largo de toda la faja fluvial se localizan hasta tres niveles de terrazas, la terraza **T1** corresponde al nivel más antiguo y está preservado predominantemente en la margen derecha. Sus

bordes están muy evolucionados por procesos naturales y retrabajados por la actividad antrópica, siendo en algunos sectores, sólo reconocibles en imágenes por el desarrollo de sistemas de cárcavas. Este nivel de terraza se asociaría a la migración y posterior incisión de un curso sinuoso.

La terraza **T2** está asociada, a la migración de un curso meandriforme, en general hacia la margen izquierda.

La terraza **T3** tiene menor expresión areal, y está constituida por barras laterales y acreción de espiras, tanto en el Primer y Tercer tramo.

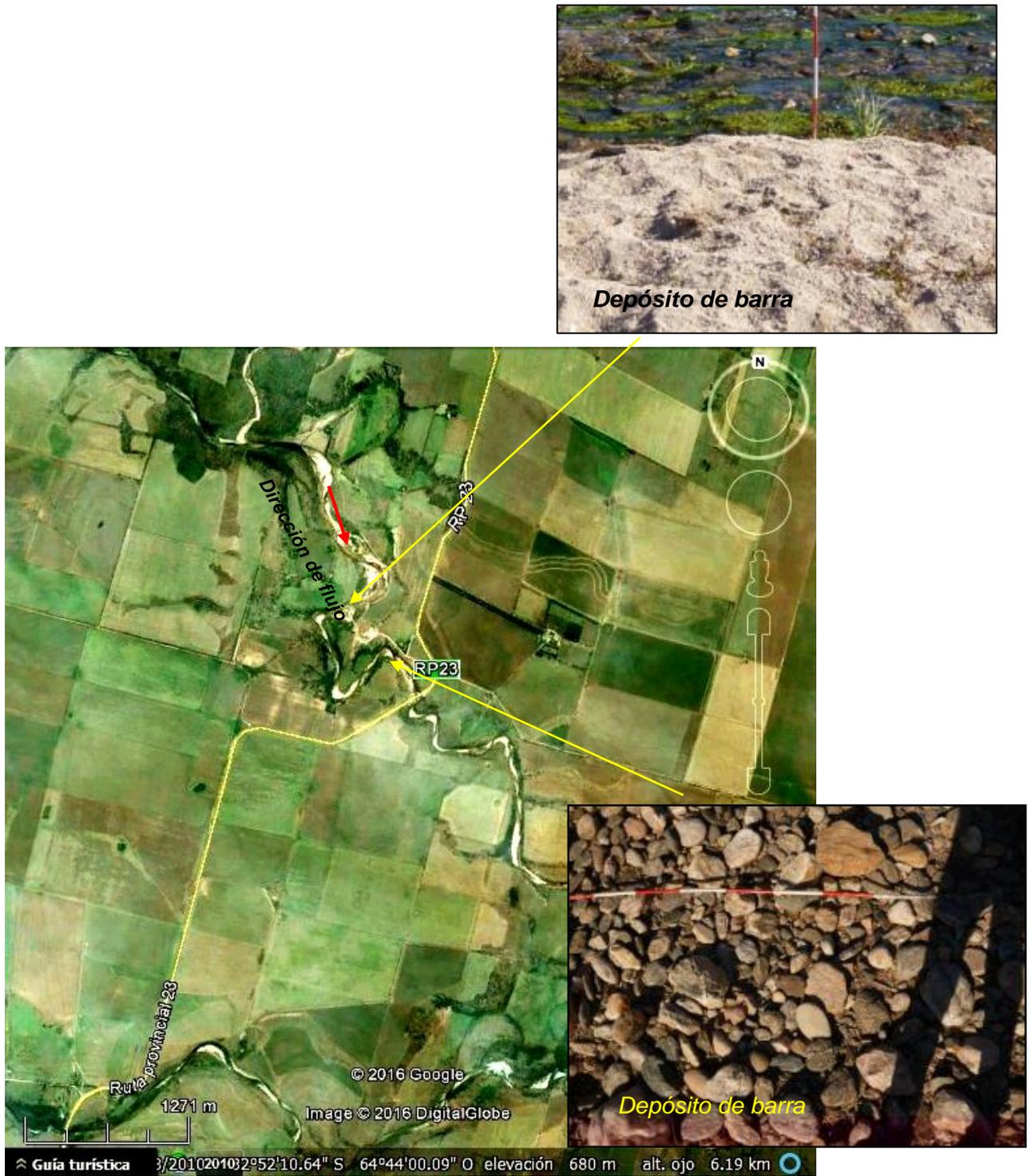


Figura 30. Río Las Cañitas, tramo recto. Material de barra; foto superior material arenoso psamítico grueso, foto inferior material rodados psefiticos. Jalón segmentado cada 20 cm.

CAPITULO VI. CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES COHESIVOS-CALCRETOS

VI.1- Aspectos generales

Como ya se indicara en capítulos precedentes, los materiales asignados a la Formación Pampiano y Chocancharava se comportan como materiales cohesivos y pueden describirse como calcretos, comúnmente llamados “toscas”, a partir de la cementación carbonática que presentan.

Los calcretos o “toscas” son acumulaciones de carbonato de calcio, generalmente formados cerca de la superficie por el movimiento de agua vadosa o freática, saturada en carbonato de calcio, en los suelos, sedimentos o sobre rocas (Schiavo 2003, Schiavo *et al.* 2010).

Para Argentina, González Bonorino y Teruggi (1952), definen “tosca” como: *depósito irregular estratiforme compuesto principalmente por carbonato de calcio, de estructura terrosa, concrecional, pisolítica, bandeada o maciza, que se forma en el suelo y subsuelo de regiones áridas y semiáridas. El carbonato y otras sales, se depositan por las aguas que ascienden por capilaridad o iluviación. Son característicos de zonas con déficit de humedad estacional y además son importantes niveles base de erosión, en consecuencia, formadores de paisaje.*

Los ambientes en los que se encuentran son variables, mientras se cuente con una condición de semiaridez y, en algún período estacional, suficiente humedad para la disolución y migración del carbonato. Las edades geológicas de los sedimentos en los cuales han sido reconocidos se extienden desde el Precámbrico y su existencia se toma como indicador paleoclimático. La fuente del carbonato puede ser variable, agua de lluvia, agua freática, bioclastos y, en el caso de los calcretos pedogenéticos, la fuente es el polvo eólico (Machette 1985, Schiavo 2003).

Los mecanismos para la precipitación del carbonato de calcio también son variables, pudiendo ser evaporación, evapotranspiración y pérdida de dióxido de carbono, (desgasificación), además existen otros mecanismos, como son efecto ion común, cyanobacterias y hongos (Schiavo 2003).

Bonorino (1965) considera que las toscas pampeanas son el resultado, principalmente, del ascenso capilar desde aguas vadosas posiblemente freáticas, refiriéndose a la misma como “*génesis por ascensum*”.

Diferentes autores identificaron y estudiaron estos materiales, en distintos sectores de Argentina, en la provincia de Córdoba; pueden citarse los trabajos de Cantú (1992), Grosso (2004), Cantú (2006), Santángelo (2007), Schiavo, Becker, Grumelli, y Cantú (2010), entre otros. En la provincia de La Pampa; Calmels, Augusto y Carballo (2006) y en la provincia de Buenos Aires; Quaglia (2008), Sfriso *et al.* (2007, 2008), Quintela (2008), Sagüés (2008), Serigos (2009), entre otros.

VI.2- Descripción morfológica de calcretos en el área de estudio

Específicamente, los calcretos descritos en los perfiles del sector de estudio corresponden a la Formación Pampiano, la que se presenta fuertemente endurecida y muestra distintas morfologías. Según la clasificación de Gile (1961), los calcretos estudiados presentan distintos tipos de estructuración, que pueden ser: láminas, capas y formas nodulares.

Láminas. Estas formas se presentan continuas, en grupos o individuales (Figura 31 y 32), de espesores centimétricos, colores blanquecinos claros, alta dureza, definiendo planos paralelos subhorizontales, separados por algunos centímetros y entre ellos se identifica, material limo fino color rojizo. Las láminas individualmente dispuestas presentan varios metros de continuidad, sin una orientación definida, en planos subverticales. En algunos sectores, las láminas se unen a masas subredondeadas, de colores blanquecinos y alta dureza, estas protuberancias marcan claramente una diferencia de resistencia a la erosión. En otros sectores se encuentran rellenando grietas de desecación formadas en el material de la base de la Formación Pampiano, donde también se evidencia su mayor resistencia con respecto a la matriz que engloban (Figura 33).



Figura 31: Morfología de calcretos: Láminas en grupo.

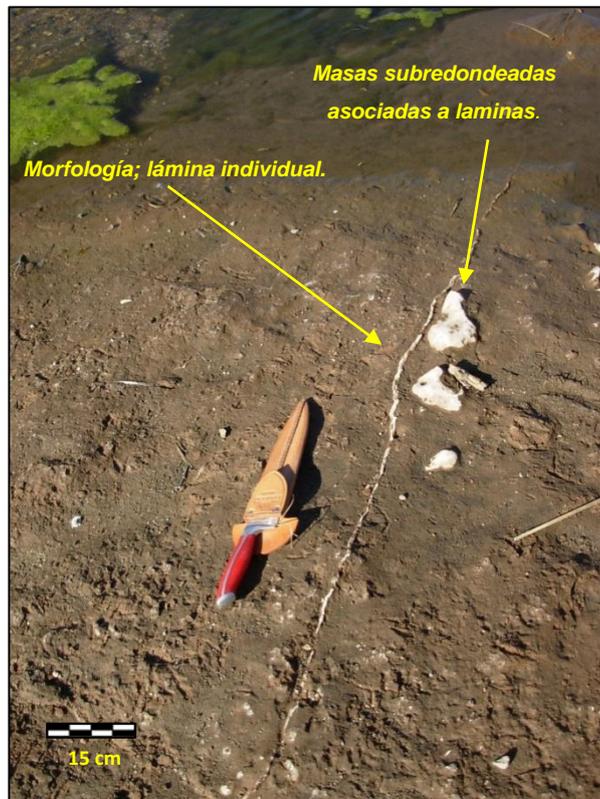


Figura 32. Morfología de calcretos: Lámina individual y masas subredondeadas inmersas en sedimentos limos finos arenosos.

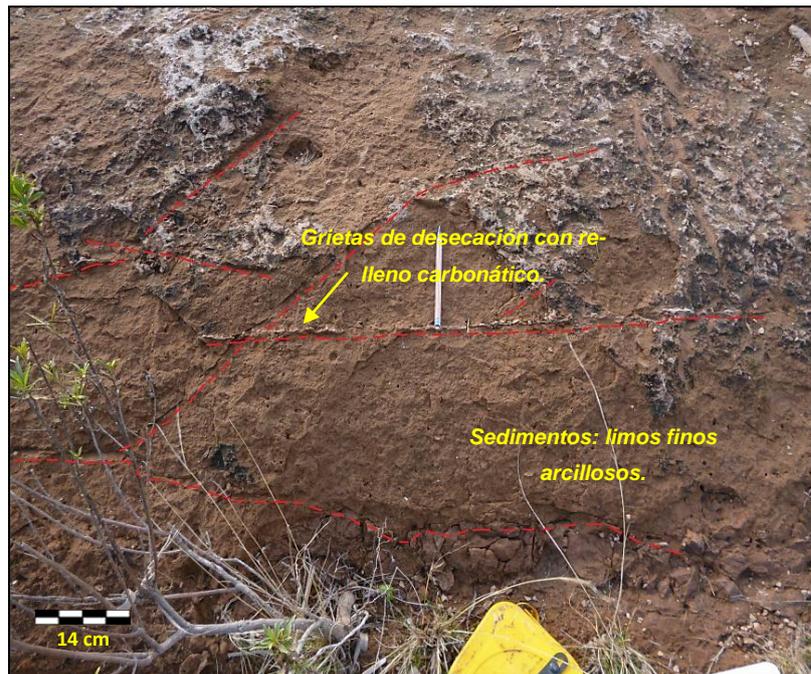


Figura 33: Calcretos. Estructuras grietas de desecación rellenas con material carbonático en una matriz de limos finos arcillosos.

En algunos sectores, las láminas se presentan como entidades subverticales, uniéndose entre sí y rellendo grietas de desecación, englobando material calcáreo de menor dureza (Figura 34).



Figura 34: Morfología de calcretos: Láminas en grietas de desecación en una matriz de limos finos arcillosos.

Capas. Estas formas se presentan continuas, de varios metros de extensión, con gran cantidad de protuberancias subredondeadas e irregulares semejantes a muñecas, color blanquecino, alta dureza y posición horizontal formando un estrato (Figuras 35).



Figura 35: Morfología de calcretos: Forma capa horizontal.

Formas nodulares: estas formas se presentan como masas subredondeadas muy irregulares de aspecto botroidal u ovoide, colores blanquecinos grisáceos, inmersas en una masa de mediana dureza constituida por limos finos arcillosos, mayor uniformidad y de coloración gris oscura (Figura 36 y 37). Es evidente que estos sectores presentan mayor resistencia al efecto de desgaste u erosión, tanto por la acción fluvial como por el intemperismo.



Figura 36: Morfología de calcretos: Forma nodular semejantes a muñecas. Jalón segmentado cada 20 cm.



Figura 37: Morfología de calcretos: Forma nodular en matriz de finos limos arcillosos.

En general y a nivel local, se observa que, las formas nodulares y/u ovoides, se localizan preferentemente en el sector inferior o base de la Formación Pampiano, donde la acción del agua ha erodado la matriz de limos finos arcillosos y ha dejado en evidencia las protuberancias de las masas carbonáticas más puras. Las formas laminares, por el contrario no aparentan tener una posición determinada, sino que están distribuidas al azar (Figura 38).



Figura 38: Morfología de calcretos: Forma nodular u ovoides en la base, nivel del pelo de agua en estiaje.

VI.3-Descripción microscópica de los calcretos

De acuerdo a la metodología desarrollada por Schiavo (2003), se describieron 2 cortes delgados realizados sobre la muestra indisturbada de los materiales cementados del sector inferior del perfil LC2, correspondiente a la Formación Pampiano. En la Figura 39 se ilustran los cortes realizados.

Las muestras están compuestas por materiales muy finos que a nivel de esta microscopía no pueden verse en detalle, con tamaños predominantes entre limos y arcillas, matriz carbonática, microcristalina de color pardo, con concentraciones de hierro en sectores que le imprimen una coloración rojiza, formando glóbulas de hierro (Figuras 39 A y B).

En cuanto al patrón de distribución de los componentes, se considera *básico*, es decir sin ningún tipo de orientación, o al azar, mientras que teniendo en cuenta un análisis más detallado de la relación existente entre gruesos y finos, se llega a la determinación de una distribución *enáulica*, es decir que las partículas gruesas forman un esqueleto con agregados de material más fino en los espacios intersticiales.

En relación a los vacíos existentes, la muestra presenta porosidad fina y escasa, posiblemente secundaria, es decir posterior al proceso de carbonatación y además algunos canales libres de material carbonática (Figuras 39 C y D). En las imágenes E y F se observan canales posteriores a la cementación.

Con respecto a la mineralogía existente, se presentan granos minerales de plagioclasa con macla polisintética, cuarzo con extinción ondulosa, biotita de color pardo y muscovita incolora en pequeñas láminas, vidrio volcánico, y lamprobolita de color rojo y opaco.

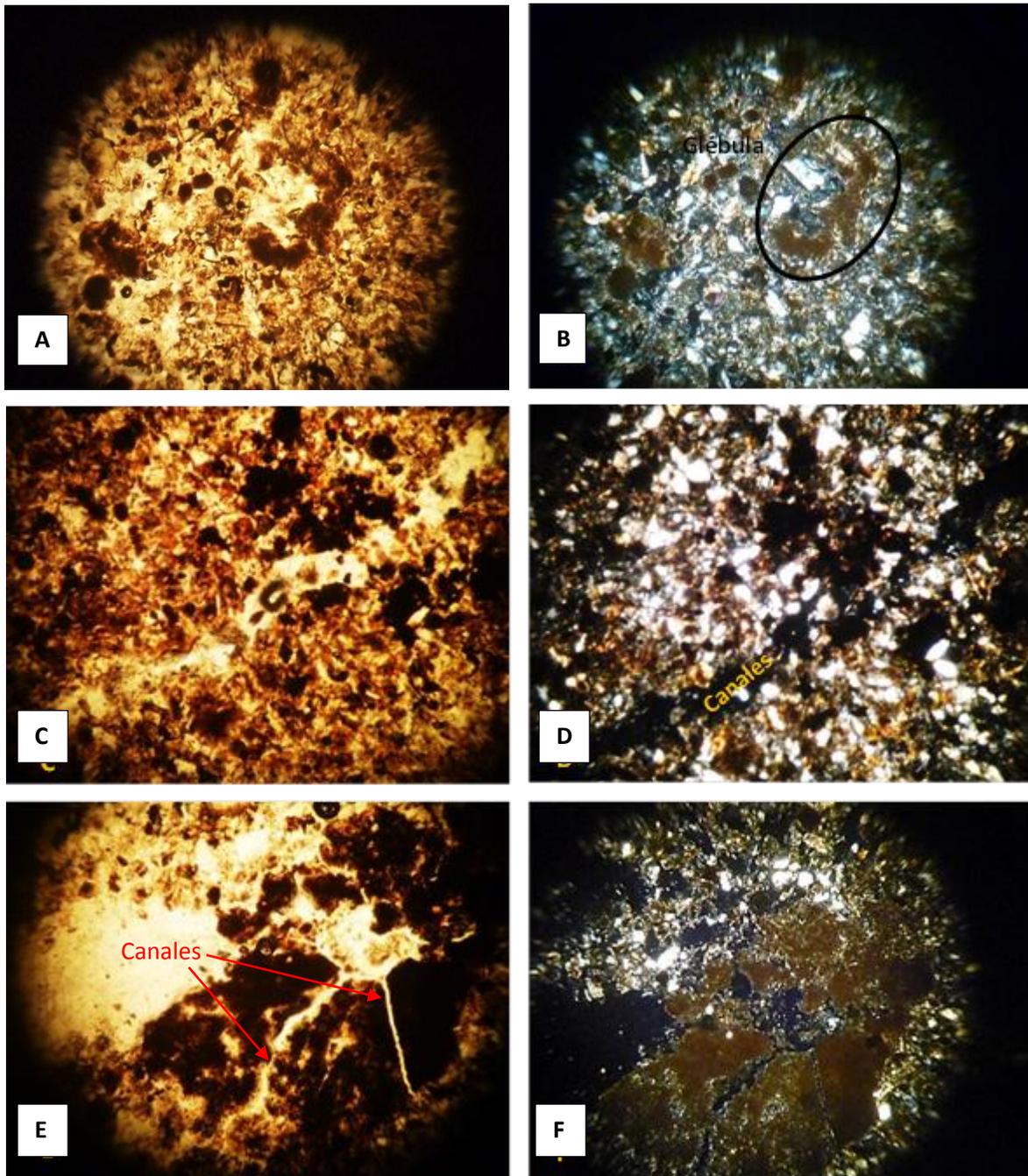


Figura 39: Microscopía Óptica. Derecha nicoles paralelos, izquierda nicoles cruzados. Concentraciones de hierro formando glébulas, (A y B), porosidad y canales sin recristalización carbonática (C y D), canales posteriores al proceso de carbonatación (E y F).

VI.4-Aspectos genéticos- paleoambientales

Según lo expresado por Kröhling y Carignano (2014), se asume que el depósito de los sedimentos de la Formación Pampiano se produjo bajo un clima seco, semiárido a árido, con marcada estacionalidad y escasas lluvias. Se denomina a este período como Estadio Isotópico 4 (EIO 4) (80/74–65/60 ka A.P.) y se trata del período más frío del último ciclo glacial-interglacial, con la máxima extensión de los glaciares. Está caracterizado por una importante acumulación de loess, limos loésicos, arenas eólicas y limos y arenas fluviales durante condiciones climáticas áridas, que favorecieron una mayor acumulación de sedimentos finos con alto contenido de Carbonato de Calcio pulverulento, disperso en la masa y en concreciones calcáreas, nodulares y mantiformes.

En cuanto a la génesis de los calcretos para el centro-oeste de la provincia de Córdoba, Schiavo (2003) propone tres posibles orígenes: escurrimiento superficial y/o subsuperficial, freático y pedológico. En el caso de los sedimentos de la Formación Pampiano, la parte superior corresponde a una combinación entre un origen sedimentario por infiltración y uno pedológico, asociado a agua freática cargada de carbonatos, mientras que la parte inferior, corresponde a una génesis pura freática.

CAPITULO VII. CARACTERÍSTICAS GEOMECÁNICAS DE LOS MATERIALES COHESIVOS-CALCRETOS

Ensayos de identificación

Los suelos son sistemas trifásicos constituidos por un esqueleto de partículas y relleno en sus espacios con aire y agua. Para poder caracterizar un suelo o un depósito de sedimentos, se realiza la identificación de distintas propiedades físicas estándares. La textura, referida a las cantidades relativas de los distintos tamaños de partículas, es una de las propiedades permanentes y básicas, que sintéticamente caracteriza un depósito de sedimentos y al cual le imprime una apariencia y un comportamiento determinado. Por lo tanto, la fracción granular del depósito se clasifica de acuerdo a la **distribución del tamaño de las partículas**, mientras que la fracción más fina se clasifica por técnicas de sedimentación o analizando su comportamiento físico en respuesta al contenido de humedad, que le otorga una determinada característica de **plasticidad**.

El objetivo final de una clasificación ingenieril de suelos se basa en determinar propiedades físicas, con el fin de comparar distintos tipos de suelos, obteniendo así sus características en cuanto a un uso determinado. En este trabajo se utilizó el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), desarrollado originalmente por Casagrande y modificado posteriormente en 1952, por *US Bureau of Reclamation* y por el *US Corps of Engineers*, para ampliar su utilización.

Según el análisis granulométrico de la muestra obtenida en campo (Tabla 1), se determinó un 57,6 % de material retenido por el Tamiz N° 200, es decir que se trata de un suelo del Grupo de suelos de **Grano Grueso o Granulares**, correspondiente a arenas (**S**), finas (33,8 %) y medias (23,8 %), con un 42,2 % de finos mayoritariamente limosos. Prácticamente no contiene arenas gruesas ni gravas.

En cuanto al tratamiento de la fracción más fina, pasante por el Tamiz N° 40, se determinó un Límite Líquido (LL) de 34 %. Como el Límite Plástico no pudo determinarse, el mismo se toma como igual al Límite Líquido y el Índice de Plasticidad (IP) se considera como 0 %, por lo cual corresponde a

un material **sin plasticidad** y se deduce compuesto en su mayoría por Limos (**M**), según la Carta de Plasticidad (Figura 40).

Posteriormente se trazó la Curva Granulométrica (Figura 41), a fin de establecer la gradación del depósito. Los valores de Coeficiente de Uniformidad y Coeficiente de Curvatura no se tuvieron en cuenta debido a que el suelo contiene un alto porcentaje de finos.

Finalmente, los sedimentos que componen el nivel cementado se clasifican como **SM**, correspondiente a **Arena fina a media con finos limos sin plasticidad**.

Muestra Fm Pampiano					
Análisis Granulométrico					
Tamices N°	1/4	4	10	40	200
Abertura (mm)	6,3	4,75	2	0,425	0,075
Porcentaje Pasante	100	99,9	100	76,2	42,41
Porcentaje retenido acumulado.	0	0,1	0	23,8	57,6
Coefficiente de uniformidad (Cu)	2,5				
Grado de curvatura (Cc)	0,4				
Límites de Atterberg					
Límite Líquido (LL)	34%				
Límite Plástico (LP)	34%				
Índice de Plasticidad (IP)	0%				

Tabla 1. Resultado del ensayo de identificación.

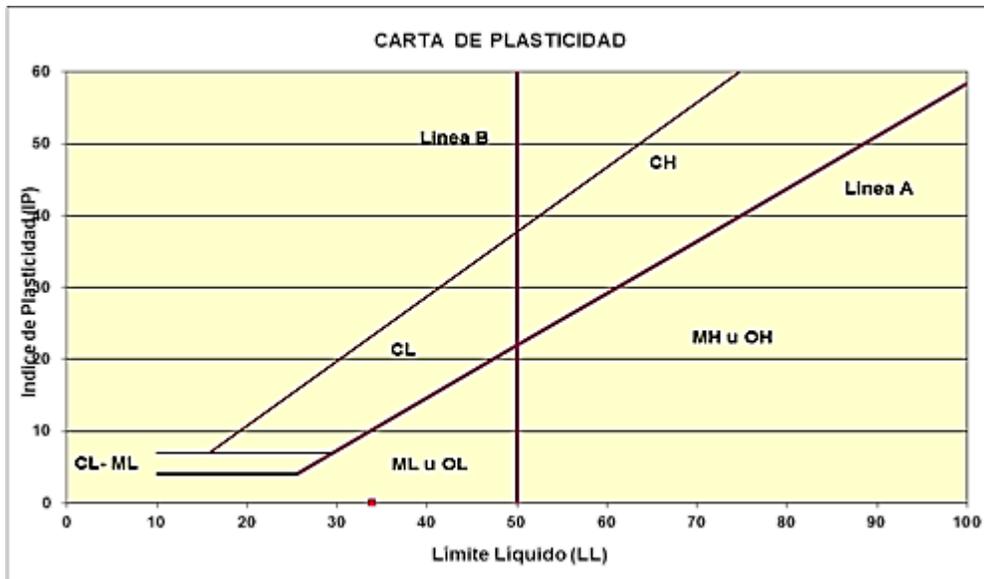


Figura 40: Carta de Plasticidad

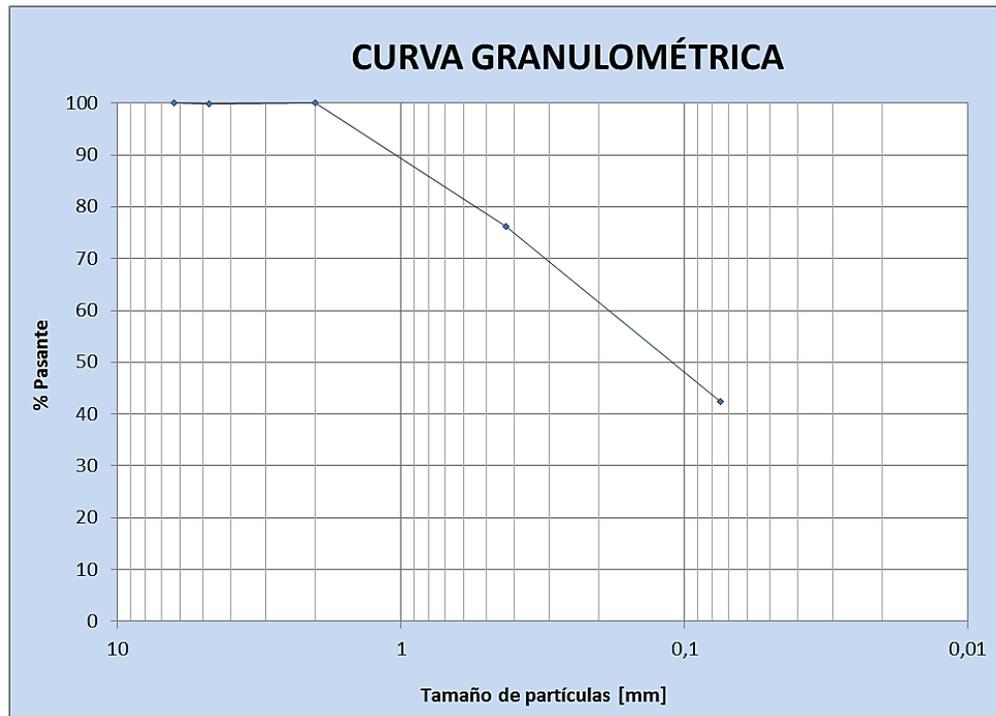


Figura 41: Curva Granulométrica de la Formación Pampiano en el perfil LC2.

Ensayos de compresión triaxial

Los esfuerzos que se le son aplicados a un cuerpo sedimentario pueden ocasionar superficies de rotura que a su vez, pueden generar problemas de deslizamientos y movilización de material. Es por eso que, con el análisis de todas las presiones actuantes sobre el cuerpo, se pueden establecer las condiciones en las que, el sedimento alcanza el estado de rotura, para predecir y prevenir deslizamientos y para fijar límites de resistencia, que pueden vincularse a procesos erosivos.

La rotura en un material se genera cuando la presión de corte producida en una superficie desfavorable y a causa de un esfuerzo, supera la resistencia cortante del material, que a su vez depende del ángulo de fricción interna, de la cohesión y de la presión intergranular.

Existen varios dispositivos de ensayos para determinar la resistencia al corte, como los ensayos de **Compresión Triaxial** (ASTM D2850-87), cuya finalidad es determinar las características esfuerzo-

deformación y la resistencia de los sedimentos ingenierilmente clasificados como suelos, a partir de pruebas refinadas de laboratorio, realizadas bajo condiciones de humedad y esfuerzos controlados.

En este trabajo se realizó un ensayo de compresión triaxial sobre probetas indisturbadas representativas de los sedimentos cementados de lecho y márgenes, las que fueron ensayadas en forma no-consolidada y no-drenada.

Prime Etapa. Corte de probetas

Como se presentó en la Metodología, esta etapa consistió en el tallado de probetas cilíndricas a partir de la “dama” indisturbada extraída en campo.

Debido a la cementación de la formación analizada, el tallado de probetas para ensayo resulta dificultoso usando las metodologías manuales habituales para suelos. Adaptando las metodologías planteadas por Santángelo (2007), se diseñó y construyó una herramienta especial con la asistencia de un profesional tornero.

Esta herramienta consta de una mecha cilíndrica hueca, con el borde de corte dentado, de 5 cm de diámetro y 12 cm de longitud, realizada en acero y pulida por dentro, que se acopla a un taladro eléctrico de uso manual (Figura 42). Inicialmente se trabajó con un taladro con velocidad rotación de 2100 RPM y luego se usó otro similar con mayor velocidad y potencia. Se lubricó la broca con vaselina líquida para minimizar los esfuerzos generados por el rozamiento con el sedimento cementado, evitar el recalentamiento del taladro y la generación de roturas horizontales. Las etapas de tallado de las tres probetas se muestran en la Figuras 43, 44 y 45, respectivamente.

Durante el tallado de las probetas se observó que, en dos de ellas, se produjeron fracturas horizontales con una leve concavidad, como respuesta al intento de retirar la herramienta de corte. Estas fracturas resultaron muy similares a las observadas en campo durante la extracción de la dama con ayuda de la pala, con lo cual se asume que podrían corresponder a planos de debilidad del material en respuesta a esfuerzos de tracción (Figura 44 C).

Las 3 probetas talladas fueron posteriormente medidas y pesadas



Figura 42. Herramienta tipo broca, adaptada a taladro, cortadora de material cementado . /cohesivo.



Figura 43. Distintas etapas de cortado de la primera probeta.

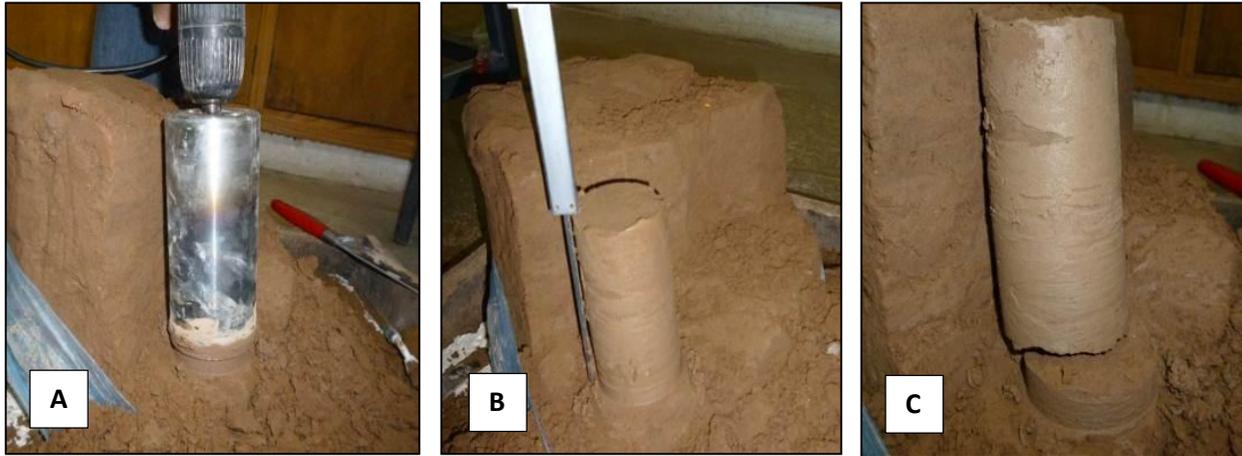


Figura 44. Corte de la segunda probeta (A), medición con calibre (B), Rotura de la probeta por efecto de tracción (C).

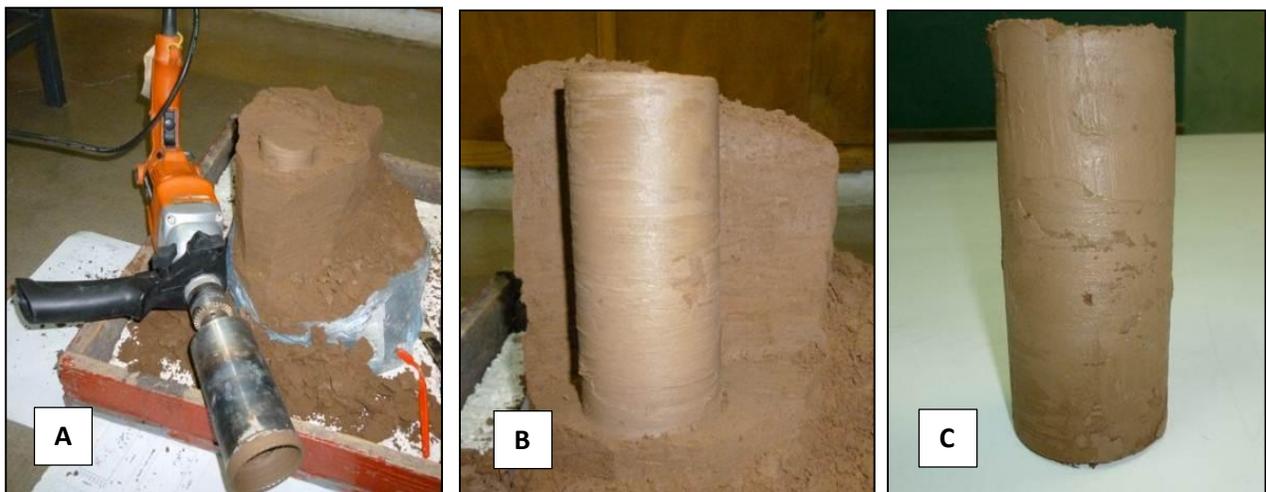


Figura 45. Corte de la tercera probeta. Taladro con mecha (A), probeta en dama (B) probeta medida lista para almacenar (C).

Segunda Etapa. Rotura de las probetas

Una vez obtenidas las tres probetas, se procedió a ensayar a cada una de ellas, cargándolas axialmente hasta la rotura bajo diferentes presiones de confinamiento (σ_3), analizando la relación presión-deformación y definiendo la presión axial de rotura (σ_1). En general se usan presiones confinantes entre 0,5 y 3 Kg/cm² para suelos, ya que son los confinamientos que se dan naturalmente en el terreno en suelos cargados. En el caso de este trabajo se utilizaron 0,5 Kg/cm², 1,0 Kg/cm² y 2,0 Kg/cm².

Los datos iniciales de cada probeta y los resultados de cada ensayo se presentan en la Tabla 2, donde se destaca lo siguiente:

La probeta 1 fue ensayada bajo un confinamiento de 0,5 Kg/cm² (σ_3), siendo la presión de rotura (σ_1) 4,67 Kg/cm², la probeta 2 fue ensayada bajo un confinamiento de 1,0 Kg/cm² (σ_3), siendo la presión de rotura 6,33 Kg/cm² (σ_1), la probeta 3 fue ensayada bajo un confinamiento de 2,0 Kg/cm² (σ_3), siendo la presión de rotura 9,70 Kg/cm² (σ_1).

Muestras Fm Pampiano			
Datos de probetas	Probeta 1	Probeta 2	Probeta 3
Altura (cm)	10,55	12,4	12,7
Diámetro (cm)	5,8	5,9	5,88
Área (cm ²)	26,4	27,3	27,3
Volumen (cm ³)	278,52	338,52	345,44
Peso (gr)	410,3	520,2	499,8
Humedad (%)	14	15,1	14,8
Peso Esp. Seco (PEAs)(gr/cm ³)	1,29	1,33	1,27
Peso Esp. Hum (PEAh)(gr/cm ³)	1,47	1,53	1,45
Resultados			
Confinamiento σ_3 (Kgr/cm ²)	0,5	1	2
Presión vertical σ_1 (Kgr/cm ²)	4,67	6,329	9,699
Cohesión (Kg/cm ²)	0,82		
Fricción (°)	33		

Tabla 2. Resultados de ensayos triaxiales.

En la Figura 46 se presenta el diagrama de Mohr-Coulomb resultante, graficando los círculos de Mohr de rotura de cada probeta con los correspondientes pares de presiones σ_3 - σ_1 . La envolvente de rotura, trazada tangente a los círculos, permite calcular los parámetros de resistencia al corte del sedimento ensayado, que resultan los siguientes:

Angulo de fricción interna (φ): 33°

Resistencia Cohesiva (C): $0,82 \text{ Kg/cm}^2$

En la Figura 47 se presentan las gráficas presión desviadora (σ_d) vs deformación porcentual para cada probeta. A partir de las mismas se puede analizar el comportamiento de cada probeta en respuesta al incremento de la presión axial. De esta manera, se observa que la probeta 1 muestra un quiebre de pendiente al alcanzar una deformación de 0,59 % con una presión desviadora de $4,17 \text{ Kg/cm}^2$. En este ensayo, puede observarse una rotura no simultánea de todos los puntos de la superficie de deslizamiento, por lo cual se genera una resistencia residual y una rotura progresiva que se extiende hasta una deformación de 1,04 % con una presión desviadora superior a 5 Kg/cm^2 , punto donde se produce la rotura definitiva de la probeta, que se resuelve en un plano tendiendo a la vertical (Figura 48). Para los cálculos del círculo de Mohr, se tomó el primer punto de quiebre.

La probeta 2 muestra un quiebre importante al alcanzar una deformación de 2,06 % con una presión desviadora de $5,33 \text{ Kg/cm}^2$. Aunque la rotura no es simultánea en todos los puntos del plano de deslizamiento, la resistencia residual que se mantiene hasta la rotura definitiva es menor al pico de resistencia. La rotura se resuelve con varios planos verticales (Figura 49).

La probeta 3 muestra una resistencia pico al alcanzar una deformación de 1,78 % con una presión desviadora de $7,64 \text{ Kg/cm}^2$, sin observarse resistencia residual. El plano de rotura es inclinado y se desarrolla principalmente en la parte inferior de la probeta (Figura 50).

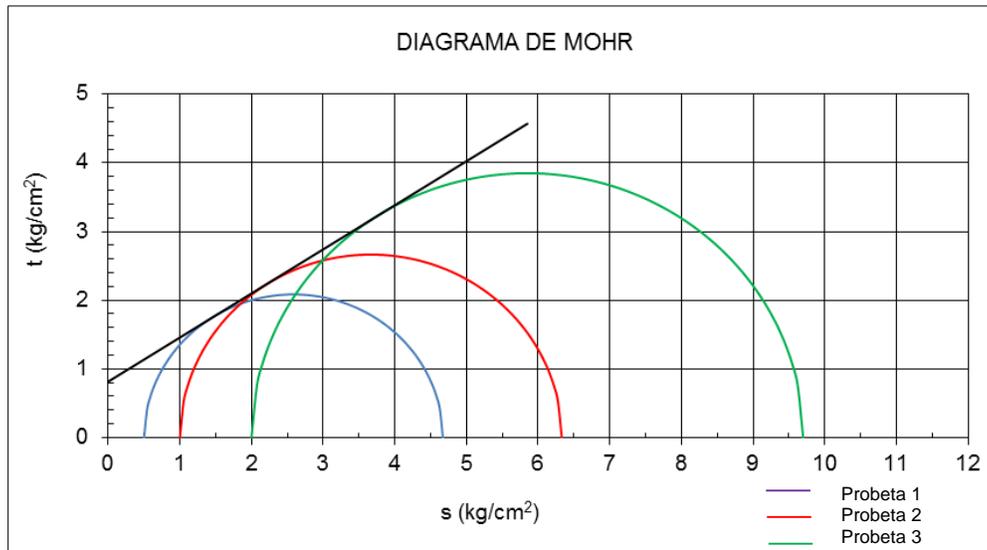


Figura 43. Ensayo triaxial: Círculos de Mohr.

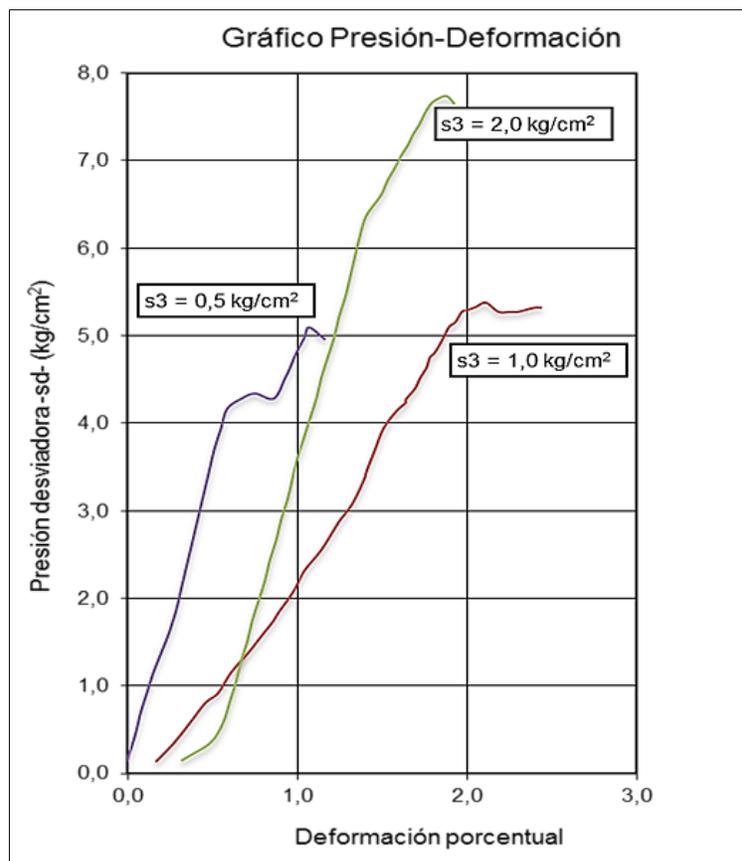


Figura 47. Gráfico presión-deformación.



Figura 48. Probeta 1 posterior a la rotura. Distintos ángulos de observación de los planos de rotura.



Figura 49. Probeta 2 posterior a la rotura. Distintos ángulos de observación de los planos de rotura.



Figura 50. Probeta 3 posterior a la rotura. Distintos ángulos de observación de los planos de rotura.

Determinación del peso específico aparente

El peso específico aparente (PEA), es el peso por unidad de volumen incluyendo su porosidad y resulta uno de los parámetros mínimos para evaluar la calidad mecánica de un suelo, como indicador de la compactación, que condiciona la resistencia mecánica. Como se explicó en la sección de Metodología, para su cálculo se usó el Método de la Parafina sobre 4 probetas indisturbadas irregulares extraídas de la muestra original traída del campo. Son necesarios las siguientes variables: densidad del agua a la temperatura de la determinación, peso de la muestra al aire, humedad de la muestra, peso de la muestra más la parafina en agua, peso de la parafina que recubre el agregado y densidad de la parafina. Los resultados obtenidos por este método se presentan en la Tabla 3. Se cuenta además con las mediciones realizadas sobre las 3 probetas del ensayo de compresión triaxial.

Muestra Fm Pampiano				
Datos de Muestra	Muestra 1	Muestra 2	Muestra 3	Muestra 4
P(Mh+Fp)	278,4	356,1	308,3	182,2
P(Fp)	3	3	3,1	3
P(Mh+Paf)	285,2	363,1	316,5	190,3
P(Mh)	275,4	353,1	305,3	179,2
P(Paf) gr	9,8	10	11,3	11,1
V(Paf) cm ³	10,9	11,1	12,6	12,3
P(V+W)gr	1167,4	1210,5	1210,1	1031,8
P(V+W+Mh+Paf)	1334,8	1418,3	1417,7	1166
P(Vdespl) gr	167,4	207,8	207,6	134,2
T (C°)	20	20	20	20
Pe(W)	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994
V(Mh+Paf) cm ³	167,5	207,9	207,7	134,3
V(Mh) cm ³	156,6	196,8	195,2	121,9
PEAhum	1,79	1,79	1,56	1,47
P(L) gr	26,6	26	26,9	24,9
P(L+Sh) gr	285,7	378,3	331,9	86,7
P(L+Ss) gr	208,4	278,1	283,6	80,9
H %	42,5	39,7	18,8	10,4
PEA gr/cm ³	1,23	1,28	1,32	1,35

Tabla 3. Resultados de Determinación de peso específico aparente.

Discusión

La implementación del método de corte de probetas para la utilización en los ensayos triaxiales ha demostrado una efectividad importante en comparación con otros autores como Grosso (2004) y Santángelo (2006), que manifestaron problemas de autosostenimiento y rotura durante y post-tallado de las probetas, siendo muchas de ellas, descartadas o imposibles de ensayar, desarrollando realmente dificultad para la obtención de los datos. El método actual de acoplamiento de la mecha tipo broca y el taladro, ha demostrado una efectividad casi del 100%, si se tiene en cuenta que de 5 probetas cortadas, 2 (correspondientes a los primeros intentos de corte), sufrieron rotura por tracción, es decir al momento de retirar la broca, pero ninguna sufrió problemas de autosostenimiento y/o roturas posteriores e incluso, las tres probetas restantes que cumplían con las características apropiadas para ser ensayadas, fueron almacenadas por varios días sin problema.

En comparación con métodos de extracción de probetas utilizados por otros autores, para ensayos similares, como Quaglia (2008) y Quintela (2008) en provincia de Buenos Aires para la misma formación, que utilizan la fuerza de una retroexcavadora mediante el método de hinca directa sobre el afloramiento, el uso del taladro y mecha es manual.

Finalmente, por lo anterior analizado, el dispositivo de corte rotativo podría ser utilizado en cualquier punto del terreno exterior, no sólo en laboratorio, requiriendo solamente una fuente de electricidad que alimente el taladro pudiendo ser ésta, un grupo electrógeno apropiado y un operario calificado.

Los datos arrojados por el ensayo de identificación, demuestran que los sedimentos cementados de la Formación Pampiano del sector inferior para el área del río Las Cañitas, corresponden a arenas finas a medias con finos limos sin plasticidad coincidiendo con propuestas de otros autores para algunos sectores de Córdoba, pero poseen un porcentaje de arcilla mucho menor, con respecto a los sedimentos de esta Formación en algunos sectores de provincia de Buenos Aires (Quintela 2008, Serigos 2008, Quaglia 2008), donde los valores de los límites líquidos y plásticos son mayores y los sedimentos parecen poseer mayor plasticidad.

De las determinaciones de resistencia al corte efectuadas en los sedimentos cementados, puede establecerse que, a medida que aumenta la presión de confinamiento aumenta la presión

necesaria para llegar a la rotura, se determina un ángulo de fricción interna de 33° con una resistencia cohesiva de $0,82 \text{ Kg/cm}^2$, además de presentar todas las muestras una resistencia residual. La envolvente de rotura tangente a los círculos descritos por los pares de presiones σ_3 - σ_1 , se traza sin dificultades en comparación con otros autores (Santángelo 2006, Grosso 2004), los cuales manifestaron problemas en los gráficos producto, posiblemente de las dificultades acaecidas durante el tallado de las probetas. La cohesión y fricción determinada en el área de Las Cañitas, es similar a algunas determinaciones realizadas por Santángelo (2006) en el área de Río Cuarto, radicando una diferencia en el porcentaje de humedad de las muestras ensayadas por este autor, que es mucho mayor. Es importante destacar que a medida que aumenta el porcentaje de humedad Santángelo demuestra que disminuyen σ_1 y en correspondencia, la cohesión y fricción.

Por otro lado y comparando con sectores en la provincia de Buenos Aires, Quaglia (2008) ha determinado cohesiones de $0,02039 \text{ Kg/cm}^2$ hasta $0,57 \text{ Kg/cm}^2$ y fricciones cuyos rangos van entre 35° - 48° , en sedimentos de la misma formación, pero con mayor plasticidad, si bien con el aumento del contenido de arcilla pareciera aumentar la fricción, no sucede lo mismo con la cohesión ya que ésta es menor que la determinada para sedimentos menos arcillosos. Cabe aclarar que el primer valor de cohesión, es extremadamente bajo para este tipo de sedimentos cementados.

Tratando de obtener una relación entre los parámetros de resistencia, es decir cohesión y fricción, con porcentajes de humedad, y del análisis de las muestras del sector de Las Cañitas y del Río Cuarto, puede establecerse que a medida que aumenta la humedad los parámetros aumentan, pero a partir de un determinado valor aproximadamente 34 % de humedad, disminuyen drásticamente. Pudiera pensarse entonces que, la cementación carbonática, o el porcentaje de cemento podría ser el responsable de la variación de los parámetros, al no contar con estos datos, no se puede lograr una relación certera para esta zona de estudio.

Cabe mencionar que en el la provincia de Buenos Aires, Quaglia (2008) concluye que no es posible determinar una correlación entre contenido de carbonato y parámetros de resistencia para los sedimentos de la Formación Pampiano en ese sector de estudio. Este autor, realizó numerosas determinaciones de porcentajes de carbonatos de calcio y cálculos de cohesión sobre esas muestras y al realizar el gráfico comparativo no se logró establecer ninguna relación.

Con el objetivo de encontrar alguna relación se compararon los parámetros con el peso específico aparente (PEAs), observándose que analizando los datos obtenidos para el río Las Cañitas en este trabajo y los datos obtenidos por otros autores para la misma formación en el Río Cuarto, podría establecerse que con el aumento del PEAs aumenta la cohesión.

En cuanto a la cementación carbonática, si bien no se establecieron porcentajes, podría suponerse que la heterogeneidad de las concentraciones podrían ser la responsable de los sectores de debilidad y que los planos de debilidad que se manifestaron como planos de rotura horizontales (por tracción) y verticales (por presión), podrían corresponder a los canales post-cementación libres del material carbonático observados mediante microscopía. La característica referida a los canales post-cementación, coincidiría con lo observado por otros autores para la misma formación en el sector de Río Cuarto, pero suman a las mismas, capas de arcillas en láminas que favorecen aún más a la generación de superficies de debilidad (Santángelo 2007).

Teniendo en cuenta lo anteriormente expresado, la variación en la respuesta de los sedimentos cohesivos ante esfuerzos de compresión y su posterior rotura en planos, se asignaría a una combinación de la distribución en el perfil de la cementación y al porcentaje de humedad. La precipitación del cemento carbonático a nivel de agregado, genera una fuerza importante de atracción entre las partículas y aumento de la cohesión, pero el aumento de humedad genera una acción contraria a partir de la eliminación de la fuerza de la tensión superficial y así la cohesión disminuye. Los planos de rotura se resolverían en sectores donde existe la fase aire, donde el agua logre ingresar, es decir en los canales post-cementación.

En cuanto a las morfologías de las toscas observadas en campo, no se puede establecer una relación con respecto a los parámetros de resistencia, pero si se asegura por apreciación visual, que la erodabilidad es mucho menor en los sectores de alta concentración de los carbonatos y que en general estas altas concentraciones se distribuyen mayormente a nivel basal, produciendo en sectores peldaños o escalones sobresalientes en la base de los taludes. Con respecto a las formas nodulares o bochones, la eliminación de limos y arcillas, permiten la provisión de clastos del material cementado encontrados en barras y fondo del canal.

CAPITULO VIII. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES

Para determinar la estabilidad de un determinado talud asociado a las márgenes de un río, se analizan determinados parámetros como por ejemplo la exposición cíclica a procesos de humedecimiento y secado, erosión fluvial del lecho en proximidades de las márgenes, erosión fluvial del pie de la margen y mecanismos de colapso masivo por inestabilidad geotécnica (Thorne, 1982). Según los materiales que conformen las márgenes y la geometría del talud, puede esperarse determinados tipos de fallas.

Basile (2005) presenta el desarrollo, la implementación y el análisis de sensibilidad de un modelo de erosión de márgenes, el cual contempla el efecto combinado de la erosión fluvial del lecho, la erosión fluvial del pie de margen y el mecanismo de colapso masivo de margen por inestabilidad geotécnica de falla plana, mediante el cálculo de un Factor de Seguridad (F_s).

Para el sector del río Las Cañitas se analizaron dos taludes denominados LC1 y LC2 , en los cuales se determinaron las siguientes propiedades del suelo y geometría de taludes (Figura 51): profundidad del agua en estiaje (h), nivel del margen respecto al fondo original (Z_0), buzamiento del talud (α), erosión del lecho (ΔZ_b), erosión del margen al pie (ΔY_m), profundidad de grietas de tracción (Z_t), cohesión de los sedimento de las márgenes (C_0), fricción de los sedimentos de las márgenes (φ), peso específico aparente de los sedimentos en húmedo (γ_h) y en seco (γ_d), peso específico del agua (γ_w), profundidad del nivel freático desde la superficie (P_{nf}) y contenido de humedad en los sedimentos de la márgenes ($H\%$).

La estabilidad de las márgenes es modelada definiendo un factor de seguridad (F_s), el cual relaciona la función entre las fuerzas de resistencia (R) y las desestabilizadoras (D) actuantes sobre un determinado bloque. Si el factor de seguridad arroja como resultado un valor mayor o igual a 1, se considera el talud estable, mientras que si el valor se encuentra por debajo de 1, el talud se considera inestable (Anexo: Método Basile 2005)

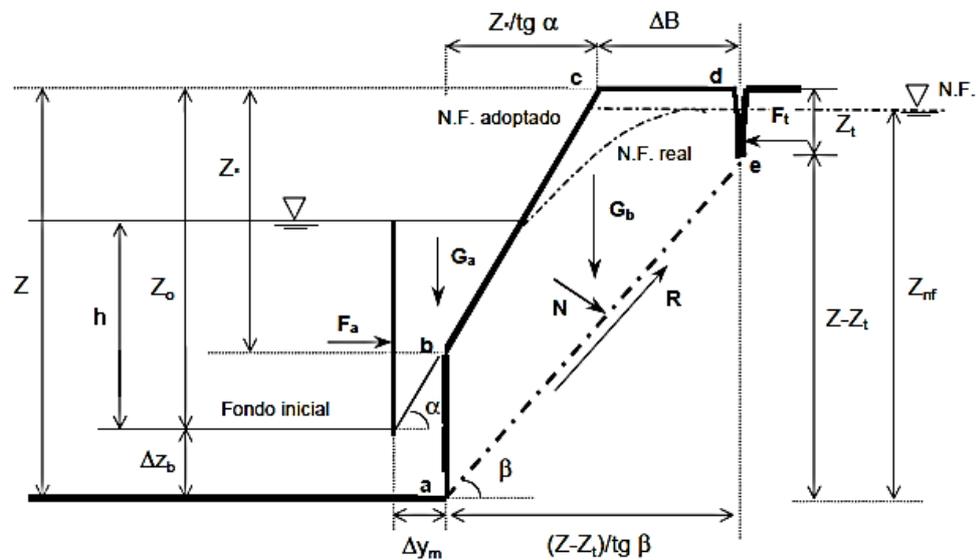


Figura 51: Esquematación de colapso de margen por falla plana debido al efecto combinado de erosión de fondo y erosión de pié de margen, incluyendo efecto del nivel freático y del nivel de agua en el curso. (Basile 2005).

Para realizar la valoración del modelo de Basile (2005) de manera ajustada al río Las Cañitas, se tomaron valores calculados por Andreazzini (2015), mediante la aplicación del modelo HEC-RAS versión 4.1. Esta autora obtuvo datos ajustados de cambios en la cota del lecho del río y alturas de agua, en un total de 87 secciones transversales sobre el río Las Cañitas. De las secciones que más se ajustan a la posición de los taludes analizados en el presente trabajo, se extrajeron los datos necesarios para incorporarlos al análisis de estabilidad de los taludes. Los datos determinados muestran un predominio de agradación de hasta 0,25 m en la sección coincidente con el talud LC2, mientras que en la sección coincidente al talud LC1, se presenta una erosión general de 0,30 m.

Andreazzini (2015), determina la altura del pelo de agua en todas las secciones del río Las Cañitas, simulando como crecida extraordinaria un caudal pico de 500 m³/seg, es decir considerando la suma de los máximos registrados por SSRH 2004, en las estaciones Las Tapias y La Tapa. Este valor se ajusta mediante modelación matemática y se obtiene un caudal pico de 518,7 m³/seg, con el que realizó la simulación final y se obtuvo una altura de agua de 4,20 m a la altura del puente, es decir coincidente al sector analizado para el talud LC1.

Se aplicarán al análisis de estabilidad de los dos taludes seleccionados (LC1 y LC2), datos arrojados por la modelación de Andreazzini (2015) y datos obtenidos en campo en el momento del monitoreo del presente trabajo de Tesis.

Estabilidad Talud LC1.

Se tomaron como parámetros de análisis las siguientes situaciones: estiaje, con una profundidad del agua de 0,40 m medida en el campo y una segunda situación tomando una crecida de 4,20 m según antecedentes ya citados, la generación de una grieta de tracción de 2 m de profundidad. El talud analizado corresponde al LC1, de 15 m de altura, localizado a pocos metros del puente sobre la ruta provincial N°23 (Figura 52).



Figura 52. Talud LC1, estiaje, localizado a pocos metros del puente de la ruta provincial N° 23 sobre el río Las Cañitas.

Del análisis surge como resultado que en ambas situaciones el factor de seguridad (F_s) es superior a 1, en el estiaje el F_s es igual a 1,14 por lo cual se considera un talud estable, mientras que para el caso de una crecida teórica, se obtiene un F_s de 1,18 por lo cual el grado de modificación de la estabilidad en el sector, ante ambas situaciones, es mínimo.

Estabilidad Talud LC2.

Se tomaron como parámetros de análisis las siguientes situaciones: estiaje, con una profundidad del agua de 0,40 m y una segunda situación tomando una crecida de 4,20 m según antecedentes ya citados, la generación de una grieta de 2 m de profundidad. Cabe aclarar que en este sector se establece según antecedentes un predominio de agradación para el sistema Las Cañitas. El talud analizado corresponde al LC2, de 8 m de altura, localizado en el sector de los ensayos triaxiales (Figura 53).

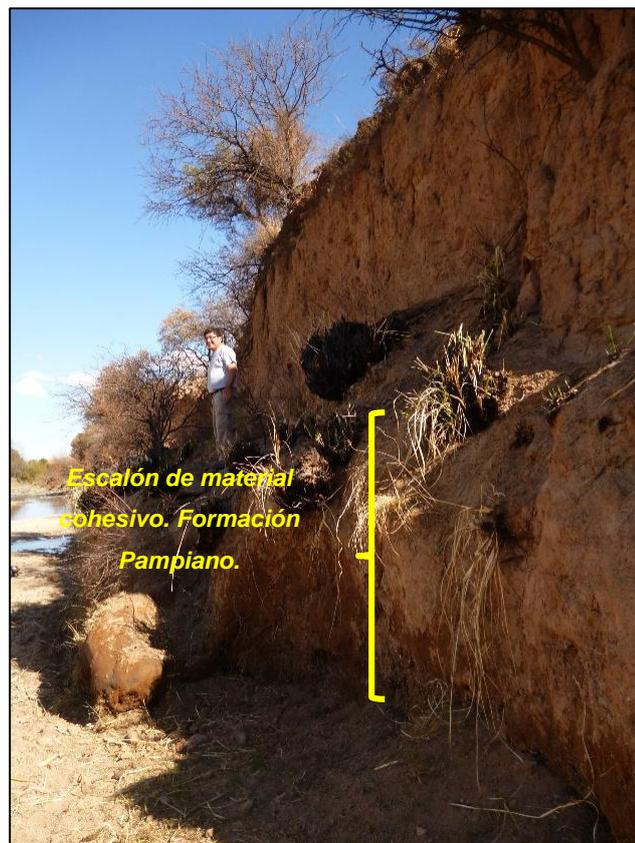


Figura 53. Talud LC2, localizado en el sector del muestreo para ensayos triaxiales, río Las Cañitas.

Del análisis surge como resultado que en ambas situaciones el factor de seguridad (Fs) es ampliamente superior a 1. En el estiaje el Fs es igual a 2,78, por lo cual se considera un talud muy estable, mientras que para el caso de una crecida teórica, se obtiene un Fs de 3,40.

Discusión

Analizando los resultados obtenidos en la aplicación del Método Basile (2005) para los taludes elegidos en las márgenes del río Las Cañitas, tomando datos de cohesión de las formaciones superiores a partir de bibliografía consultada y otros calculados en el presente trabajo, puede observarse que en el talud denominado LC1 de mayor altura, al asumir una crecida teórica, las fuerzas resistentes aumentan mientras que las deslizantes apenas modifican su valor, con lo cual el talud permanece estable tanto en crecida como estiaje. Se destaca además que las grietas de tracción se asumieron solo hasta profundidades de las formaciones menos cohesivas no incluyendo a la formación en cuestión ya que en el campo no se visualizaron.

Teniendo las mismas consideraciones anteriores establecidas en cuanto a datos de cohesión y profundidad de la grieta de tracción, se observa que el talud LC2 de menor altura, responde de la misma manera que el anterior ante estiaje y crecida, es decir con el aumento de la altura del agua durante la crecida, las fuerzas de resistencia aumentan mientras que las deslizantes también lo hacen pero con una modificación mucho menor. Cabe aclarar que en esta posición del río Las Cañitas, el talweg tiende a desplazarse hacia la margen izquierda, si se tiene en cuenta que la posición del perfil no está directamente en el arco interno o punto de inflexión del cauce donde se generan los mayores esfuerzos del flujo helicoidal, sino desplazado hacia el tramo recto siguiente, con lo cual las fuerzas erosivas de mayor acción producto de la crecida no impactarían con tal magnitud sobre este talud.

De la comparación entre taludes, es muy notorio que a medida que disminuye la altura del talud, el coeficiente de seguridad aumenta para una misma crecida, pero debe observarse que la posición del talud en el canal, es importante. Esto se manifiesta también en el talud LC1, donde se observa que el mismo, se encuentra posicionado en un sector preferentemente erosivo. Ambas situaciones además están demostradas en el campo, donde se observa que en la base del LC1

existen caídas de bloques y erosión activa, mientras que en el LC2, no hay bloques del material cohesivo desprendidos y en contraposición existe mayor preservación de estas secuencias cohesivas generando un escalón sobresaliente. También ha de señalarse que las situaciones simuladas para ambos taludes se corresponden con el modelo teórico expuesto por Basile (2005), donde expresa que a medida que aumenta el ángulo de la margen y la erosión del lecho y pie de margen, el F_s disminuye.

Cuando esto ocurre y además la grieta de tracción alcance las secuencias cohesivas el F_s disminuiría drásticamente, se produciría el colapso de un determinado volumen de material. Estas situaciones no han sido visualizadas en campo, pero fueron inferidas por la localización de numerosos bloques acumulados al pie del talud LC1.

CAPITULO IX. CONCLUSIONES

Durante este trabajo se realizaron diferentes ensayos en laboratorio y determinaciones en campo para tratar de caracterizar la resistencia mecánica de los sedimentos cohesivos sometidos a erosión fluvial y establecer su influencia en la morfología y dinámica del río Las Cañitas.

El análisis geomorfológico permite establecer que la diferencia de erodabilidad de las formaciones que conforman fondo y márgenes del canal condiciona el diseño en planta, permitiendo segmentar al canal en tramos. Las secuencias más cohesivas aflorantes en el tramo medio, sector topográficamente elevado, correspondientes a la Formación Pampiano, inhiben o minimizan los procesos de migración lateral y así, el canal sinuoso con movilidad lateral que se observa en los niveles de terrazas más antiguas, adquiere un carácter semiconfinado y se comporta como un canal recto, con mínima tasa de migración que exhibe terrazas de poco desarrollo areal, más acotadas al cauce.

El análisis micromorfológico del material cementado que conforma fondo y márgenes, en el tramo recto del río Las Cañitas, indica que, los canales post-cementación generan planos de debilidad que coincidirían con los planos de rotura verticales en las probetas ensayadas y con los planos horizontales correspondientes a los esfuerzos tractivos.

La cementación genera un aumento de la cohesión favoreciendo a las fuerzas resistentes intergranulares pero el aumento de humedad ocasiona el efecto contrario, es así que a medida que aumenta el porcentaje de humedad, aumentan los parámetros de resistencia mecánica, pero sobrepasando un determinado porcentaje superior aproximadamente al 30 % de humedad, la cohesión y fricción disminuyen drásticamente. Se concluye además que, la heterogeneidad en la distribución de la cementación en el perfil, favorece sectores de mayor y menor erodabilidad manifestados en campo en la base de los perfiles analizados.

En los sedimentos cementados de la Formación Pampiano con un porcentaje de humedad de aproximadamente 15 %, se midió un ángulo de fricción interna de 33° con una resistencia cohesiva de 0.82 Kg/cm². Se observa una resistencia residual atribuida a una rotura no simultánea de los planos.

Se afirma que los parámetros de resistencia aumentan con el aumento del peso específico aparente.

En cuanto a la estabilidad de los taludes de interés, y en base a los resultados arrojados por el Método de Basile (2005), se determina que ambos taludes tanto en crecida como estiaje, presentan alta estabilidad, pero en el talud denominado LC1 de mayor altura los procesos de erosión de la base y caída de material son más evidente. Este talud sería el de más inestable ante una crecida. En estas secuencias cohesivas domina la caída de bloques de tamaños variados desde centímetros a metros, lo cual se deduce condicionado por la morfología de los calcretos.

Finalmente, la evolución de los taludes en los tramos denominados Tramo 1 y Tramo 3, se relaciona los procesos de migración lateral en los arcos externos de los meandros instalados en secuencias más erodables, combinando zapamiento en la base y caída de material sin sustento, mientras que en el denominado Tramo 2 los procesos de evolución son menos evidentes y podrían preferentemente manifestarse, durante las crecidas cuando las condiciones de inestabilidad marcadas por el modelo, sean alcanzadas generándose caídas de bloques.

ANEXO

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA. (BASILE 2005)

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA				
INGRESO DE DATOS		PERFIL LC1 - ESTIAJE-Río Las Cañitas.		
GEOMETRÍA DEL TALUD				
H =	0,4	Profundidad del agua (m)		
Zo =	15,4	Nivel del margen respecto a fondo original (m)		
α =	85	Buzamiento del talud (°)		
ΔZb =	0	Erosión del lecho (m)		
ΔYm =	0	Erosión de margen al pie (m)		
Zt =	2	Profundidad grieta de tracción (m)		
PROPIEDADES DEL SUELO				
co =	4,8	Cohesión sedim. margen (tn/m ²)		
φ =	22	Fricción sedim. margen (°)		
γh =	1,55	Peso específico aparente sedim. húmedos (tn/m ³)		
H% =	20	Contenido de humedad sedim. margen (%)		
γs =	2,68	Peso específico de los sólidos (tn/m ³)		
γw =	1	Peso específico del agua (tn/m ³)		
Pnf =	15	Profundidad del NF desde superf. (m)		
CÁLCULOS				
γd =	1,29	Peso específico aparente seco (tn/m ³)		
γb =	0,81	Peso específico boyante (tn/m ³)		
n =	0,52	Porosidad		
γsat =	1,81	Peso específico aparente saturado (tn/m ³)		
Hsat =	40,1	Contenido de humedad en saturación (%)		
S% =	49,9	Saturación (%) = 100 % bajo nivel freático		
γf: húmedo= γh - sumergido= γb Peso específico relacionado a fricción (tn/m ³)				
γg: húmedo= γh - sumergido= γsat Peso específico relacionado a gravedad (tn/m ³)				
Depende de la relación nu (proporción de talud saturdo)				
	global	húmedo	sumergido	original (usando γd en lugar de γh)
γf =	1,53	1,55	0,81	1,28
γg =	1,56	1,55	1,81	1,31
relnu =	0,026	rel nu = Znf / Z		0,02597403 relnu sin corregir

0 FACTOR DE SEGURIDAD				
Fs =	1,14	Factor de Seguridad		$Fs = \frac{R}{D}$ Ec.1
R =	108,08	Fuerza resistente (tn/m)		
D =	95,04	Fuerza deslizante (tn/m)		
FUERZA RESISTENTE				
R =	108,08	(tn/m)		$R = \frac{c(Z - Zt)}{\sin \beta} + N \tan \phi$ Ec.2
Z =	15,4	Nivel del margen respecto a fondo erosionado (m)		Z = Zo + DYm
Zw =	0	-13	Altura de agua en la grieta de tracción. Si negativa, tome = 0	
Znf =	0,4	Nivel del NF respecto al fondo erosionado		Zw = Zt - Pnf
K =	0,12987	rel.grieta tracción /alt.desde fondo- Máx.0,5		Znf = Z - Pnf
				ok
				K = Zt / Z
Hwinc =	0,4	Altura agua sobre talud inclinado (m)		Hwinc = H - (Zo - Z*)
Z* =	15,4	15,4	(m) Si es negativo, tome = 0	
				ok
				Z* = Zo - Δym * tan α
β =	53,5	Angulo de falla plana (°)		Ec.17 Ec.5
N =	69,36	Fuerza normal al plano de falla (tn/m)		$N = (P + Ga) \cos \beta + (Fa - Ft) \sin \beta$
P =	116,38	Fuerza vertical sobre plano de falla (tn/m)		P = γf * V
V =	76,0	Volumen del bloque (m ³ /m)		Ec.18
ΔB =	8,6	Distancia de la grieta desde la cresta (m)		ok
				Ec.19
FUERZA DESLIZANTE				
D =	95,04			$D = (Gb + Ga) \sin \beta - (Fa - Ft) \cos \beta$ Ec.3
Gb =	118,35	Peso del bloque (tn/m)		P = γg * V
Ga =	0,01	Peso agua sobre bloque (tn/m)		Ga = gw * 0,5 * Hwinc ² / tan α
Fa =	0,08	Fuerza hidrostática horiz.sobre superf. ficticia vert. (tn/m)		Fa = 0,5 * gw * H ²
Ft =	0	Fuerza hidrostática en grieta de tracción (tn/m)		Ft = 0,5 * gw * zw ²

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA				
INGRESO DE DATOS		PERFIL LC1 - CRECIDA 4,20 m-Río Las Cañitas.		
GEOMETRÍA DEL TALUD				
H =	4,2	Profundidad del agua (m)		
Zo =	15,4	Nivel del margen respecto a fondo original (m)		
α =	85	Buzamiento del talud (°)		
ΔZb =	0,2	Erosión del lecho (m)		
ΔYm =	0,2	Erosión de margen al pie (m)		
Zt =	2	Profundidad grieta de tracción (m)		
PROPIEDADES DEL SUELO				
co =	4,8	Cohesión sedim. margen (tn/m ²)		
φ =	22	Fricción sedim. margen (°)		
γh =	1,55	Peso específico aparente sedim. húmedos (tn/m ³)		
H% =	20	Contenido de humedad sedim. margen (%)		
γs =	2,68	Peso específico de los sólidos (tn/m ³)		
γw =	1	Peso específico del agua (tn/m ³)		
Pnf =	15	Profundidad del NF desde superf. (m)		
CÁLCULOS				
γd =	1,29	Peso específico aparente seco (tn/m ³)		
γb =	0,81	Peso específico boyante (tn/m ³)		
n =	0,52	Porosidad		
γsat =	1,81	Peso específico aparente saturado (tn/m ³)		
Hsat =	40,1	Contenido de humedad en saturación (%)		
S% =	49,9	Saturación (%) = 100 % bajo nivel freático		
γf: húmedo= γh - sumergido= γb Peso específico relacionado a fricción (tn/m ³)				
γg: húmedo= γh - sumergido= γsat Peso específico relacionado a gravedad (tn/m ³)				
Depende de la relación nu (proporción de talud saturdo)				
	global	húmedo	sumergido	original (usando γd en lugar de γh)
γf =	1,52	1,55	0,81	1,27
γg =	1,56	1,55	1,81	1,31
relnu =	0,038	rel nu = Znf / Z		0,03846154 relnu sin corregir

0 FACTOR DE SEGURIDAD				
Fs =	1,18	Factor de Seguridad		$F_s = \frac{R}{D}$ Ec.1
R =	112,70	Fuerza resistente (tn/m)		
D =	95,55	Fuerza deslizante (tn/m)		
FUERZA RESISTENTE				
R =	112,70	(tn/m)		$R = \frac{c(Z - Z_t)}{\sin \beta} + N \tan \phi$ Ec.2
Z =	15,6	Nivel del margen respecto a fondo erosionado (m)		Z = Zo + DYm
Zw =	0	-13	Altura de agua en la grieta de tracción. Si negativa, tome = 0	
Znf =	0,6	Nivel del NF respecto al fondo erosionado		Zw = Zt - Pnf Znf = Z - Pnf
K =	0,12821	rel.grieta tracción /alt.desde fondo- Máx.0,5		ok K = Zt / Z
Hwinc =	1,9	Altura agua sobre talud inclinado (m)		Hwinc = H - (Zo - Z*)
Z* =	13,1	13,1	(m) Si es negativo, tome = 0	
				ok Z* = Zo - Δym * tan α
β =	53,9	Angulo de falla plana (°)		Ec.17 Ec.5
N =	78,89	Fuerza normal al plano de falla (tn/m)		$N = (P + Ga) \cos \beta + (Fa - Ft) \sin \beta$
P =	121,53	Fuerza vertical sobre plano de falla (tn/m)		P = γf * V
V =	79,9	Volumen del bloque (m ³ /m)		Ec.18
ΔB =	8,8	Distancia de la grieta desde la cresta (m)		ok Ec.19
FUERZA DESLIZANTE				
D =	95,55			$D = (Gb + Ga) \sin \beta - (Fa - Ft) \cos \beta$ Ec.3
Gb =	124,60	Peso del bloque (tn/m)		P = γg * V
Ga =	0,16	Peso agua sobre bloque (tn/m)		Ga = gw * 0,5 * Hwinc ² / tan α
Fa =	8,82	Fuerza hidrostática horiz.sobre superf. ficticia vert. (tn/m)		Fa = 0,5 * gw * H ²
Ft =	0	Fuerza hidrostática en grieta de tracción (tn/m)		Ft = 0,5 * gw * zw ²

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA				
INGRESO DE DATOS		PERFIL LC2 - ESTIAJE- Río Las Cañitas.		
GEOMETRÍA DEL TALUD				
H =	0,4	Profundidad del agua (m)		
Zo =	8,1	Nivel del margen respecto a fondo original (m)		
α =	75	Buzamiento del talud (°)		
ΔZb =	0	Erosión del lecho (m)		
ΔYm =	0	Erosión de margen al pie (m)		
Zt =	2	Profundidad grieta de tracción (m)		
PROPIEDADES DEL SUELO				
co =	6	Cohesión sedim. margen (tn/m ²)		
φ =	26	Fricción sedim. margen (°)		
γh =	1,55	Peso específico aparente sedim. húmedos (tn/m ³)		
H% =	21	Contenido de humedad sedim. margen (%)		
γs =	2,68	Peso específico de los sólidos (tn/m ³)		
γw =	1	Peso específico del agua (tn/m ³)		
Pnf =	8,5	Profundidad del NF desde superf. (m)		
CÁLCULOS				
γd =	1,28	Peso específico aparente seco (tn/m ³)		
γb =	0,80	Peso específico boyante (tn/m ³)		
n =	0,52	Porosidad		
γsat =	1,80	Peso específico aparente saturado (tn/m ³)		
Hsat =	40,8	Contenido de humedad en saturación (%)		
S% =	51,5	Saturación (%) = 100 % bajo nivel freático		
γf: húmedo= γh - sumergido= γb Peso específico relacionado a fricción (tn/m ³)				
γg: húmedo= γh - sumergido= γsat Peso específico relacionado a gravedad (tn/m ³)				
Depende de la relación nu (proporción de talud saturdo)				
	global	húmedo	sumergido	original (usando γd en lugar de γh)
γf =	1,55	1,55	0,80	1,28
γg =	1,55	1,55	1,80	1,28
relnu =	0	rel nu = Znf / Z		-0,0493827 relnu sin corregir

FACTOR DE SEGURIDAD				
Fs =	2,78	Factor de Seguridad		$F_s = \frac{R}{D}$ Ec.1
R =	56,06	Fuerza resistente (tn/m)		
D =	20,19	Fuerza deslizante (tn/m)		
FUERZA RESISTENTE				
R =	56,06	(tn/m)		$R = \frac{c(Z - Z_t)}{\sin \beta} + N \tan \phi$ Ec.2
Z =	8,1	Nivel del margen respecto a fondo erosionado (m)		Z = Zo + DYm
Zw =	0	-6,5	Altura de agua en la grieta de tracción. Si negativa, tome = 0	
Znf =	-0,4	Nivel del NF respecto al fondo erosionado		Zw = Zt - Pnf Znf = Z - Pnf
K =	0,24691	rel.grieta tracción /alt.desde fondo- Máx.0,5		ok K = Zt / Z
Hwinc =	0,4	Altura agua sobre talud inclinado (m)		Hwinc = H - (Zo - Z*)
Z* =	8,1	8,1	(m) Si es negativo, tome = 0	
				ok Z* = Zo - Δym * tan α
β =	50,0	Angulo de falla plana (°)		Ec.17 Ec.5
N =	17,02	Fuerza normal al plano de falla (tn/m)		$N = (P + Ga) \cos \beta + (Fa - Ft) \sin \beta$
P =	26,39	Fuerza vertical sobre plano de falla (tn/m)		P = γf * V
V =	17,0	Volumen del bloque (m ³ /m)		Ec.18
ΔB =	2,9	Distancia de la grieta desde la cresta (m)		ok Ec.19
FUERZA DESLIZANTE				
D =	20,19			$D = (Gb + Ga) \sin \beta - (Fa - Ft) \cos \beta$ Ec.3
Gb =	26,39	Peso del bloque (tn/m)		P = γg * V
Ga =	0,02	Peso agua sobre bloque (tn/m)		Ga = gw * 0,5 * Hwinc ² / tan α
Fa =	0,08	Fuerza hidrostática horiz.sobre superf. ficticia vert. (tn/m)		Fa = 0,5 * gw * H ²
Ft =	0	Fuerza hidrostática en grieta de tracción (tn/m)		Ft = 0,5 * gw * zw ²

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DE MÁRGENES POR MECANISMO DE COLAPSO MASIVO ASOCIADO A FALLA PLANA				
INGRESO DE DATOS		PERFIL LC2 - CRECIDA 4,20 m Río Las Cañitas.		
GEOMETRÍA DEL TALUD				
H =	4,2	Profundidad del agua (m)		
Zo =	8,5	Nivel del margen respecto a fondo original (m)		
α =	75	Buzamiento del talud (°)		
ΔZb =	0	Erosión del lecho (m)		
ΔYm =	0	Erosión de margen al pie (m)		
Zt =	2	Profundidad grieta de tracción (m)		
PROPIEDADES DEL SUELO				
co =	6	Cohesión sedim. margen (tn/m ²)		
φ =	26	Fricción sedim. margen (°)		
γh =	1,55	Peso específico aparente sedim. húmedos (tn/m ³)		
H% =	21	Contenido de humedad sedim. margen (%)		
γs =	2,68	Peso específico de los sólidos (tn/m ³)		
γw =	1	Peso específico del agua (tn/m ³)		
Pnf =	8,1	Profundidad del NF desde superf. (m)		
CÁLCULOS				
γd =	1,28	Peso específico aparente seco (tn/m ³)		
γb =	0,80	Peso específico boyante (tn/m ³)		
n =	0,52	Porosidad		
γsat =	1,80	Peso específico aparente saturado (tn/m ³)		
Hsat =	40,8	Contenido de humedad en saturación (%)		
S% =	51,5	Saturación (%) = 100 % bajo nivel freático		
γf: húmedo= γh - sumergido= γb Peso específico relacionado a fricción (tn/m ³)				
γg: húmedo= γh - sumergido= γsat Peso específico relacionado a gravedad (tn/m ³)				
Depende de la relación nu (proporción de talud saturdo)				
	global	húmedo	sumergido	original (usando γd en lugar de γh)
γf =	1,51	1,55	0,80	1,26
γg =	1,56	1,55	1,80	1,31
relnu =	0,047	rel nu = Znf / Z		0,04705882 relnu sin corregir

FACTOR DE SEGURIDAD			
Fs =	3,40	Factor de Seguridad	$F_s = \frac{R}{D}$ Ec.1
R =	63,84	Fuerza resistente (tn/m)	
D =	18,76	Fuerza deslizante (tn/m)	
FUERZA RESISTENTE			
R =	63,84	(tn/m)	$R = \frac{c(Z - Z_t)}{\sin \beta} + N \tan \phi$ Ec.2
Z =	8,5	Nivel del margen respecto a fondo erosionado (m) Z = Zo + DYm	
Zw =	0	-6,1	Altura de agua en la grieta de tracción. Si negativa, tome = 0
Znf =	0,4	Nivel del NF respecto al fondo erosionado Znf = Z - Pnf	
K =	0,23529	rel.grieta tracción /alt.desde fondo- Máx.0,5 ok	
			K = Zt / Z
Hwinc =	4,2	Altura agua sobre talud inclinado (m) Hwinc = H - (Zo - Z*)	
Z* =	8,5	8,5	(m) Si es negativo, tome = 0 ok
			Z* = Zo - Δym * tan α
β =	50,1	Angulo de falla plana (°)	Ec.17 Ec.5
N =	26,63	Fuerza normal al plano de falla (tn/m)	$N = (P + Ga) \cos \beta + (Fa - Ft) \sin \beta$
P =	28,59	Fuerza vertical sobre plano de falla (tn/m)	P = γf * V
V =	18,9	Volumen del bloque (m ³ /m)	Ec.18
ΔB =	3,2	Distancia de la grieta desde la cresta (m)	ok Ec.19
FUERZA DESLIZANTE			
D =	18,76		$D = (Gb + Ga) \sin \beta - (Fa - Ft) \cos \beta$ Ec.3
Gb =	29,48	Peso del bloque (tn/m)	P = γg * V
Ga =	2,36	Peso agua sobre bloque (tn/m)	Ga = gw * 0,5 * Hwinc ² / tan α
Fa =	8,82	Fuerza hidrostática horiz.sobre superf. ficticia vert. (tn/m)	Fa = 0,5 * gw * H ²
Ft =	0	Fuerza hidrostática en grieta de tracción (tn/m)	Ft = 0,5 * gw * zw ²

BIBLIOGRAFIA

Andreazzini, J., 2015. Análisis de los procesos de ajuste en sistemas fluviales serranos-pedemontanos frente a cambios ambientales. Cuenca del río Las Cañitas, Córdoba, Argentina. UNRC. Inédito.

Andreazzini, J., Degiovanni, S., Cantù, P., Grumelli, M., Schiavo, H., 2014. 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 | VOL. 20 (2) 2013, 85-104. Asociación Argentina de Sedimentología - ISSN 1851-4979

Andreazzini, J., Degiovanni, S., Origlia, D. y Criado, L., 2013. Concentración de sólidos en suspensión en los arroyos del Dpto. Río Cuarto. Variables de control y efectos ambientales. Libro de Resúmenes VII Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos: pág. 22. Río Cuarto, Córdoba

Andreazzini, J., y Degiovanni, S., 2011. Diseño de canal en el sector pedemontano del río Las Cañitas, Córdoba. Factores de control, morfodinámica e implicancias ambientales. En: Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino (Eds. Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik), p. 1426-1427. Neuquén, Argentina. ISBN: 978-987-22403-4-9.

Azcuy C., Carrizo H., y Caminos R., 1999. Carbonífero-Pérmico de Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera y Bloque de San Rafael. Anales 29 (12):261-318, Buenos Aires.

Basile, P., 2005. Modelación de la erosión de márgenes por mecanismo de colapso masivo asociado a falla plana. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza.

Bodenbender, G. 1921. Reseña hidrogeológica de la cuenca del Río Primero en Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 25: 205–230. Córdoba.

Blarasin, M., Degiovanni, S., Cabrera, A., Villegas, M. (Eds) 2005. Aguas superficiales y subterráneas en el sur de Córdoba: una perspectiva Geoambiental. 1ª ed.- UNRC, ISBN: 950-665-350-X, 346 pág., Río Cuarto-Córdoba.

Blarasin, M., 2003. Geohidrología ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral. UNRC. Inédito.

Blarasin, M., Cabrera, A., y Degiovanni, S., 2000. Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de Córdoba, Argentina. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza. Brasil. Trabajo completo (20 pág.) editado en CD-ROM.

Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina. T. XX, No1. Bs. As.

Calmels, Augusto, P., y Carballo O., 2006, Las Toscas de La Pampa. Homenaje a la especialista francesa en costras calcáreas, Dra., TheaVogt. Universidad Nacional de La Pampa, facultad de Ciencias Exactas y Naturales, departamento de Ciencias Naturales.

- Cantú, M., 2006.** Cambio climático durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Conferencia, Dpto Cs. Naturales-UNRC. Inédito
- Cantú, M., Schiavo, H., Musso, T., Becker, A., 2004.** Paleosuelos del Pleistoceno Superior-Holoceno del Sur de la Provincia de Córdoba. In: XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná, Entre Ríos, 10 pp.
- Cantú, M. 1992.** Holoceno de la prov. de Córdoba. Manual: Holoceno de la Rep. Argentina. Tomo I. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. 24 pág. Paraná. Argentina.
- Cantú, M. y Degiovanni, S., 1984.** Geomorfología de la Región Centro Sur de la provincia de Córdoba. IX Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. (IV), pp. 76-92.
- Cantú, M. y Degiovanni, S., 1982.** Rasgos tectónicos de la región Centro-Sur de la provincia de Córdoba en base a evidencias geomorfológicas. II Jornadas Científica de la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto. Córdoba. Inédito.
- Cuadrat, J., Pita, F. 2004.** Climatología. Tercera Edición. Cátedra Geografía.
- Carignano, C., Krohling, D., Degiovanni, S., y Cioccale, M., 2014.** Geomorfología de la Provincia de Córdoba, Argentina. Relatorio del XIX Congreso de Geología Argentino. Córdoba.
- Carignano, C., Cioccale M y Rabassa J., 1999.** Landscape Antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological Evolution since Gondwanic Times. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 118: 245-268. Berlín-Stuttgart.
- Degiovanni, S., Echevarría, K., Andreazzini, J. y Doffo, N., 2014.** Los sistemas fluviales del sur de Córdoba: alteraciones históricas, procesos de ajuste y consecuencias ambientales. Actas CD, XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba. 2 p.
- Degiovanni, S., y Andreazzini, J., 2013.** Morphodynamic and morphologic changes analysis in rivers of the Sierra de Comechingones piedemont, Cordoba province, Argentina, during the Late Holocene-present. Environmental implications. 8th IAG International Conference on Geomorphology. París.
- Degiovanni, S., Andreazzini, J., Doffo, N. y Echavarría K. 2013.** Análisis de las alteraciones históricas en los sistemas fluviales del Sur de Córdoba. Causas e implicancias ambientales. Libro de Resúmenes VII Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos: pág 48. Río Cuarto, Córdoba.
- Degiovanni, S y Andreazzini, J., 2013.** Morphodynamic and morphologic changes analysis in rivers of the Sierra de Comechingones piedemont, Cordoba province, Argentina, during the Late Holocene-present. Environmental implications. Actas 8th IAG International Conference on Geomorphology. Tomo 2: 810. August 27 to 31, 2013 - Paris – FRANCE.
- Degiovanni, S., Andreazzini, J., Villegas, M., Eric, C. y Doffo, N. 2010.** “Caracterización de la carga en suspensión de los arroyos del sur de Córdoba. Implicancias morfodinámicas y ambientales”. En: Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. (Eds.). ISBN: 978-987-543-393-9. CD I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Septiembre 2010. Azul, Bs. As. 1301 p. (185-192).
- Degiovanni, S., Doffo, N., Jose, M., Sayago y Collantes, M., 2009** Geomorfología y Cambio Climático. Instituto de Geociencias y Medio Ambiente (INGEMA). Universidad Nacional de Tucumán, Argentina- 2009.

Degiovanni, S., Doffo N. y Villegas, M. 2009a. Rejuvenecimiento de la red de drenaje del Sur de Córdoba como consecuencia del cambio climático durante la última centuria. En: Geomorfología y Cambio Climático- Capítulo 6. Sayago y Collantes (Eds), INGEMA (UNTuc)- MAGNA Ediciones, Tucumán. 20 pág. En prensa.

Degiovanni, S., Villegas M. y Doffo, N. 2009b. Análisis del diseño de canal del arroyo Achiras-del Gato (Cba). Factores de control e implicancias ambientales. IV Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología, La Plata. Actas, Resumen N° 349.

Degiovanni, S. 2008. Análisis geoambiental del comportamiento de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba, en especial del A° Achiras -del Gato, como base para su gestión sustentable. Tesis Doctoral, UNRC. Inédita. 597 pág.- Río Cuarto-Córdoba.

Degiovanni S., Origlia D., Grosso F., Doffo N. y Santángelo A., 2005b. Erosión de márgenes: análisis de los factores que regulan la evolución de un meandro en la cuenca media del río Cuarto. 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. pp: 117-128.

Degiovanni, S., Villegas, M., Blarassin, M y Sagripanti, G. 2005. Hoja Geológica 3363-III. Río Cuarto. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. SEGEMAR. Boletín 349. Buenos Aires.

Degiovanni, S., Villegas, M. Doffo, N. y Origlia, D. 2004. Erosión Fluvial. Peligrosidad Geológica en Argentina. Metodologías de análisis y mapeo. Estudio de casos. Publicación Especial N° 4. 50 pág. ASAGAI. ISBN: 987-21766-0-4.

Degiovanni, S., Villegas, M., Doffo, N. y Eric, C. 2001. Monitoreo de sistemas fluviales mediante la aplicación de geoindicadores de estado de peligrosidad. Actas Resúmenes I Simposio Internacional sobre Geoindicadores. Pág. 36. Mar del Plata.

Doffo, N. 2007. Alteraciones en el régimen hidrológico de la cuenca del A° Las Lajas, Cba.: Causas naturales y antrópicas, umbrales de resistencia al cambio. Tesis Doctora. Inédito. UNRC. 342 p.

Eric, C., 1986. Geología del Cuaternario en el río de las Barrancas, Dpto de Río Cuarto, provincia de Córdoba. Inédita. Universidad Nacional de Río Cuarto.

Fagiano, M., 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral. Inédita, 375 p. Dpto. de Geología, UNRC.

García, M., Basile, P. y Riccardi, G. 2013. Modelación hidrodinámica de crecidas extraordinarias en sistema cauce-planicie del río Paraná Inferior. Acta de resúmenes Sexto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Santa Fe. P 3-4.

González Boada, J. y Origlia D. 2006. Planilla de cálculo para la clasificación ingenieril de suelos. Modificado de jgb-granulometriaa. UNRC.

Gordillo, C. y Lencina, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Vol.I. 577-650. Ed por la Academia Nacional de Ciencias.

Grosso, F., 2004. Relación entre propiedades geomecánicas y mecanismos de erosión fluvial en cursos representativos del Sur de la provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura. Msc Origlia Daniel. UNRC. Inédito. 86 p. Río Cuarto, Córdoba

- Harrelson C., Rawlins C., and Potyondy J., 1994.** Stream Channel Referens Sites: An Illustrated Guide to field Technique. USDA Forest Service. General Technical Report RM-245. Pp 61.
- Gile, L., 1961.** A classification of Ca horizons in soils of desert region, Dona Ana County, New Mexico. Proc. Soil Sci. Soc. Am.. 25:52-61.
- Lane E., 1937.** Stable channels in erodible materials. Am.Soc.Civil Engin. 102:123-194.
- Lawler D., Thorne C., and Hooke J., 1997.** Bank Erosion and Instability. Edited by Thorne C.R., R.D. Hey and M.D. Newson. Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. 137-168. John Willey & Sons. Chichester, UK.
- Leopold L., and Wolman G., 1957.** River channel patterns: braided, meandering and straight. U.S. Survey Prof. Paper 282 D
- Machette, M., 1985.** Calcic soils of the southwestern United States. Geol. Soc. of Am., Special Paper 203.
- Macklin, M. y Lewin, J. 2008.** Alluvial responses to the changing Earth system. Journal of Earth surface processes and landforms, Vol 33 (9):1374-1395.
- Magnante, L. 2012** .Variaciones morfológicas y morfodinámicas del Arroyo El Cano en la última centuria. Causas e implicancias ambientales. Tesis de Licenciatura. Dra. Degiovanni Susana. UNRC. Inédito. 121 p. Río Cuarto, Córdoba
- Magnante, L., Degiovanni, S.,y Doffo,N., 2012.** Variaciones morfológicas y morfodinámicas del arroyo El Cano (cba) en la última centuria. Causas e implicancias ambientales. Actas de Trabajos Completos V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. P. 165-174.
- Origlia, D., 2014.** Planilla de cálculo modelación de la erosión de márgenes por el mecanismo de colapso masivo asociado a falla plana. Modificado de Basile 2005.UNRC.Inédito.
- Origlia, D., Degiovanni, S., y Grosso, F., 2004.** Relación entre propiedades geomecánicas y evolución de un frente de erosión retrocedente en el arroyo del gato, provincia de Córdoba. Departamento de Geología., Universidad Nacional de Río Cuarto. Córdoba.
- Papanicolaou A., 2001.** Erosion of cohesive streambeds and banks. State of Washington Water Research Center Report WRR-08 U.S. Geological Survey Grant No. 1434-HQGR02704, Revision 11.
- Petterssen, S. 1976.** Introducción a la Meteorología. Quinta Edición .Espasa-Calpe, S. A.
- Pouey, N., 1998.** Erosión hídrica en cursos de llanura sobre lechos cohesivos. UNR Editora. Rosario Argentina.164 p.
- Quaglia, G., 2008.** Rigidez inicial y cohesión efectiva de la Formación Pampeano. Tesis de Grado. Tutor de tesis: Sfriso, A. Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 78 p. Buenos Aires
- Quintela, M., 2008.** Rigidez Edométrica de la Formación Pampeano. Tesis de Grado. Tutor de tesis: Sfriso, A. Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 41 p. Buenos Aires
- Ramos, V. 1999.** Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En geología Argentina .Ed R. Caminos. SEGEMAR. Anuales N°29, Pág.41-96.

- Ramos, V. 1999.** Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. Evolución Tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anual 29 (24):715-784, Buenos Aires.
- Rapela, C., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, J., Galindo, C., Saavedra, J., 2001.** Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*. 27, 23-41.
- Rocha P., 1998.** Considerações sobre a hidrodinâmica e a estabilidade de margens no sistema rio Bahía/canal Corutuba/rio Ivinheima, na planície aluvial do Alto Rio Paraná, na região de Porto Rico, PR. *Geosul* Vol. 14 n. 27 Edição especial II Simpósio Nacional de Geomorfologia pp 563-568. Florianópolis.
- Santángelo, A. 2006.** Caracterización geomecánica de los sedimentos Pleistocenos aflorantes en las márgenes del río Cuarto, en un sector cercano a la ciudad homónima, como base para la determinación de la peligrosidad a la erosión, Río Cuarto, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Msc Origlia Daniel. Dpto de Geología, UNRC. Inédito. 68 p. Río Cuarto, Córdoba
- Sagripani, G., Villalba, D., y Villegas, M., 2012.** Nuevas evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (4): 611 - 626 (2012)
- Sagripani, G., Schiavo, H., Felizzia, J., Villalba, D., Aguilera, H., Giaccardi, A., y Membrives, J., 2011.** Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Pp. 82-91(2014)
- Serigos, P., 2009.** Rigidez a baja deformación de mezclas de suelo de la formación pampeano y cemento portland. Tesis de Grado. Tutor de tesis: Sfriso, A. Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 38 p. Buenos Aires
- Schiavo, H., 2003.** Tipo y Génesis de las Toscas (calcretos) de la región centro-oeste de la provincia de Córdoba, República Argentina. Suelos con acumulaciones calcáreas y yesíferas de Argentina, Edición: 1ra, Capítulo: Cap. 1 Calcretas del Suroeste de Córdoba, Editor: Editorial Facultad de Agronomía, Editores: Imbellone Perla.
- Schiavo, H., 2005.** Textura del suelo. Contribución didáctica. Cátedra de Pedología. Universidad Nacional de Río Cuarto. Córdoba.
- Schiavo, H., 2005.** Micromorfología de suelos. Contribución didáctica. Cátedra de Pedología. Universidad nacional de Río Cuarto. Córdoba.
- Schiavo, H., Becker, A., Grumelli, M., y Cantú, M., 2010.** Análisis micromorfológico del calcreto de la zona de Tosquita, departamento Río Cuarto, provincia de Córdoba. XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Rosario. Resúmenes: 268
- Schumm S., 1969.** River Metamorphosis. *ASCE J. Hydraul. Div.* 95(1):255-273.
- Schumm S., 2005.** River variability and complexity. 200 páginas. Cambridge University Press.
- Schumm S., 1977.** The Fluvial System. Wiley, New York-London.
- Schumm S., Harvey M., and Watson. C., 1984.** Incised Channels: Morphology, Dynamics.
- Thorne C. R., E.D. Hey y M.D. Newson (Eds), 1997.** Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. Ed. John Wiley and Sons. 376 pp.

Ulla, J. 2008. Variación de parámetros sedimentológicos y su relación con la descarga e intervenciones de cauce, en la cuenca media-alta del río Chocancharava, provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura. Dra. Degiovanni Susana. UNRC. Dpto de Geología, UNRC. Inédito. 159 p. Río Cuarto-Córdoba

Wohl E., y Ikeda H., 1998. Pattern of bedrock channel erosion on the Bosco Peninsula, Japan. J.Geol.106:331-345.

Kröhling D. y Carignano C. “La Estratigrafía de los Depósitos Sedimentarios Cuaternarios” Congreso Geológico Argentino Córdoba 2014.