



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

TESIS DE LICENCIATURA

“Evolución geomorfológica y dinámica actual de los derrames del río Chocancharava (Cuarto) en los bañados del Saladillo. Córdoba. Argentina”

María Pía Fernandez

Director: Dr. Nelso Doffo. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, UNRC.

Co-director: Dra. Paula Armas. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, UNRC.

2016

“Cada tic – tac es un segundo de la vida que pasa, huye y no se repite. Y hay en ella tanta intensidad, tanto interés, que el problema es sólo saberla vivir. Que cada uno lo resuelva como pueda.”

Frida Kahlo

Dedicada a mis hermanos

Paola y Gerardo.

AGRADECIMIENTOS

A toda mi familia por ser parte este proceso. A mis padres Viviana y Raúl por creer en mí y apoyarme incondicionalmente. A mis hermanos Paola y Gerardo por ser el mejor regalo que la vida me dio, siempre brindándome su amor y compañía, son el pilar más hermoso de todos mis sueños.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto, por permitirme completar mi formación académica y brindar una educación con una calidad excepcional.

A los profesores Nelso, Paula y Edel, por guiarme a lo largo de este trabajo, y al equipo de Geomorfología, Karina, Susana, Jimena y Lucas. Infinitas gracias a todos por que mas allá de ser excelentes profesionales me demostraron ser grandes personas, siempre disponibles para brindarme su ayuda y consejo.

A Juan Pablo, mi compañero, gracias por compartir con mucho amor los buenos y malos momentos, te amo inmensamente. Y a mi familia del corazón, Mónica, David, Anabela, Fernando, Valentina, Francisco, Ana Luz y Ana Paula, gracias por dejarme ser parte.

A mis queridos amigos Graciela, Facundo, Luciano, Melinda, Walter, Eloísa y Lorena, son lo mejor que me llevo de esta etapa porque forman parte de las interminables anécdotas, viajes, mates, horas de estudio, etc., les agradezco por hacer todo más ameno y divertido. Vamos por muchos años más.

A mis hermanas de vida Eliana y Karina, inexplicable lo que siento por ustedes, son la familia que elijo cada día para acompañarme en cada paso, hacen mi vida siempre un poquito más feliz. Gracias por estar y regalarme a mis pequeños amores, Ana Lucía y Lautaro.

A Débora y Denise, por brindarme lo mejor de sí mismas, estar siempre presentes y demostrarme que la amistad se construye día a día con mucha garra.

A mis compañeros y profesores del Departamento de Geología, por todos estos años de buena convivencia.

¡¡Muchas Gracias!!

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	i
INDICE	ii
RESUMEN.....	v
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
I.1.INTRODUCCIÓN	2
I.2.UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
I.3.HIPÓTESIS DE TRABAJO	5
I.4.OBJETIVOS	5
I.4.1.Objetivos Generales	5
I.4.2.Objetivos Específicos	5
I.5.METODOLOGÍA	6
I.6.ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL.....	8
II.1.INTRODUCCION	9
II.2.ESTRATIGRAFÍA.....	10
II.2.1.UNIDADES PRECUATERNARIAS	10
II.2.2.UNIDADES CUATERNARIAS.....	15
II.3.ESTRUCTURA.....	20
II.4.GEOMORFOLOGÍA	22
II.5.EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.....	25
CAPÍTULO III: CARACTERIZACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA E HIDROGRÁFICA	28
III.1.INTRODUCCIÓN	29
III.2.CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA	30
III.3.ANÁLISIS DE PRECIPITACIONES Y EXCESOS HÍDRICOS	31
III.3.1.Cuenca alta del río Cuarto	31
III.3.2.Cuenca baja del río Cuarto	34
III.4.CAMBIOS HIDROGRÁFICOS DE LOS ÚLTIMOS 65 AÑOS	37

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	41
IV.1.INTRODUCCIÓN	42
IV.2.DESCRIPCIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	43
IV.2.1.PLANICIE ALUVIAL DEL RÍO CUARTO	45
IV.2.1a.Paleofajas Fluviales del río Cuarto	45
IV.2.1b.Lomadas Arenosas de Interfluvio	46
IV.2.1c.Derrames Actuales.....	47
IV.2.1d.Alto La escuelita.....	49
IV.2.1e.Abanico de derrames Reciente del río Cuarto.....	50
IV.2.1f.Faja Fluvial del río Cuarto	58
IV.2.1g.Derrames Distales	61
IV.2.2.BAÑADOS DEL SALADILLO.....	65
IV.2.2a.Paleofaja del Saladillo.....	66
IV.2.2b.Bañados sin Influencia Aluvial.....	68
IV.2.2c.Bañados con Influencia Aluvial.....	70
IV.2.2d.Sistemas Lagunares	71
IV.2.2di.Sistema de lagunas Mayores.....	72
IV.2.2dii.Sistema de lagunas Menores.....	73
IV.2.2diii.Cuerpos lagunares Indefinidos.....	74
IV.2.3.BAÑADOS DE LA BRAVA.....	75
IV.2.4.PLANICIE LOÉSSICA	75
CAPÍTULO V: ANÁLISIS DE FACIES	76
V.1.INTRODUCCIÓN	77
V.2.ANÁLISIS DE FACIES.....	79
V.3.ASOCIACIONES DE FACIES	83
V.3.1.Asociación de facies 1 (AF1): Depósitos de Intracanal	83
V.3.2.Asociación de facies 2 (AF2): Depósitos de Desbordes.....	85
V.3.3.Asociación de facies 3 (AF3): Depósitos Palustres.....	86
V.4.AMBIENTE SEDIMENTARIO.....	87

CAPÍTULO VI: VARIACIONES MORFOLÓGICAS EN EL RÍO CUARTO Y SU RELACIÓN CON LOS EVENTOS DE DESBORDES	90
VI.1.INTRODUCCIÓN	91
VI.2.CARACTERIZACIÓN DE LA FAJA FLUVIAL.....	93
VI.2.1.Cambios en el ancho de canal.....	94
VI.2.2.Cambios en la sinuosidad.....	95
VI.2.3.Análisis cuantitativo de parámetros de meandro.....	98
CAPÍTULO VII: EVOLUCIÓN MORFOHIDROSEDIMENTARIA.....	104
VII.1.INTRODUCCIÓN	105
VII.2.ESQUEMA MORFOTECTÓNICO LOCAL	108
VII.3.EVOLUCIÓN.....	111
VII.2.1.Estadio 1	111
VII.2.2.Estadio 2	112
VII.2.3.Estadio 3	115
VII.2.4.Estadio 4	117
VII.2.4.a.Estadio 4a.....	117
VII.2.4.b.Estadio 4b.....	118
CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES	120
BIBLIOGRAFÍA.....	123
ANEXOS	135

RESUMEN

El río Chocancharava (Cuarto) es el curso más importante del sur de la provincia de Córdoba con una cuenca de aproximadamente 2500 km², que nace en las sierras de Comechingones y derrama en los Bañados del Saladillo. Este extenso humedal de 300 km², que está conformado por la presencia de lagunas, bañados y pantanos interconectados, es drenado por el río Saladillo integrándose así a la cuenca del Plata. En el tramo final del sistema, la faja fluvial actual del Cuarto está incidida en un paleoabanico construido por yuxtaposición, progradación e incisión de abanicos aluviales cuya posición estuvo fuertemente controlada por los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario y secundariamente por actividad neotectónica (Carignano et al., 2014, 1999; Degiovanni et al., 2005).

El objetivo de este trabajo es caracterizar el funcionamiento morfohidrológico actual de los Bañados del Saladillo, con énfasis en la dinámica aluvial del canal del río Cuarto y de los sectores lagunares, así como también, caracterizar, temporal y espacialmente, los desajustes provocados por efectos de las diferentes intervenciones antrópicas, especialmente las canalizaciones, en el funcionamiento morfológico, sedimentológico e hidrológico del humedal, con el fin de efectuar un diagnóstico teniendo en cuentas estos aspectos.

El estudio realizado consta de de tres ejes principales, el primero consiste en un análisis geomorfológico de detalle mediante el cual se diferenciaron 4 unidades geomorfológicas mayores, en base a los procesos que originaron las formas del relieve así como también los cambios en la funcionalidad de ciertos ambientes producto de las intervenciones antrópicas de la última centuria. El segundo consta de un estudio sedimentológico, mediante el relevamiento de perfiles, uno de ellos levantado inmediatamente aguas abajo del puente de Olmos y los restantes en posiciones más orientales ya dentro del ámbito de los Bañados del Saladillo. Para la interpretación de facies se utilizó la nomenclatura de Miall (1996), las que posteriormente fueron agrupadas en asociaciones de facies, mediante las cuales se interpretó el sistema depositacional, teniendo en cuenta su arreglo y distribución espacial. Por último, se analizaron distintos parámetros geométricos del canal en el tramo final de la faja fluvial del río Cuarto con el objetivo de detectar anomalías en la sección y patrón del canal, bajo la hipótesis de que estos constituyen parámetros sensibles a cambios naturales como el régimen de caudal y sedimentos e intervenciones humanas como canalizaciones y albardonado, con el fin de poder correlacionarlos con los eventos de desbordes.

Los Bañados del Saladillo se generan en depresiones tectónicas continentales, cuya dinámica está asociada a la relación entre el descenso tectónico y el régimen de agua y sedimentos (Withjack et al., 2012), los que definen distintos ambientes morfosedimentarios como fluviales, lacustrinos y palustres. Los cambios antrópicos introducen alteraciones significativas en la dinámica morfológica, hidrológica y ecológica, tanto en los sectores de bañados como en su actualmente inactiva zona de derrames. En este contexto es necesario que se realicen estudios sobre el funcionamiento de esta región, con el objetivo de proponer criterios y pautas para una mejor gestión de los bañados, principalmente tratando de mitigar las consecuencias de las crecidas sobre el área urbana de la ciudad de La Carlota.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1. INTRODUCCIÓN

Los primeros asentamientos urbanos en la región pampeana Argentina, que datan de comienzo de la colonia, se desarrollaron a la vera de los cursos de agua con el principal propósito de satisfacer sus necesidades humanas como agua y leña. Los ríos son reconocidos por su capacidad modeladora del relieve, así como también por ser causantes de importantes desastres, de aquí la relevancia de estudiar su régimen hidrológico y sedimentológico (Doffo, 2014).

El río Cuarto es el más importante del Sur de la provincia con una cuenca de aproximadamente 2500 km², que nace en las sierras de Comechingones y derrama en los bañados del Saladillo. En su cuenca alta drena rocas de basamento cristalino, mientras que en su cuenca media y baja se desarrolla en sedimentos cuaternarios continentales de la llanura Pampeana. Luego de recorrer aproximadamente 290 km hacia el Este de su salida serrana, el río Cuarto ingresa canalizado a los mencionados bajos. A igual que la mayoría de los cursos del sur de Córdoba, el río Cuarto tienen aguas de buena calidad, con tenores salinos que varían entre 100mg/L (sector serrano) y 1300 mg/L (áreas de desembocadura), y presentan una evolución geoquímica normal, en función del sentido de escurrimiento NW-SE, aunque no es muy marcada (Degiovanni, 2005). El clima en la cuenca es de tipo Mesotermal, la temperatura media anual es de 16,5° C y las precipitaciones medias anuales son del orden de 890-700 mm (Blarasin, 2003).

Los bañados del Saladillo conforman un extenso humedal de 300 Km² aproximadamente, que está conformado por la presencia de lagunas, bañados y pantanos interconectados, es drenado por el río Saladillo integrándose así a la cuenca del Plata. La faja fluvial actual del río Chocancharava (Cuarto), en su tramo inferior, está incidida en un extenso paleoabanico construido por yuxtaposición, progradación e incisión de abanicos aluviales cuya posición estuvo fuertemente controlada por los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario y secundariamente por actividad neotectónica (Carignano et al., 2014, 1999; Degiovanni et al., 2005b).

En general los sectores de cuenca baja de los principales ríos y arroyos del Sur de la provincia de Córdoba están emplazados en una serie de depresiones de origen tectónico, que operan como niveles de base de casi toda la red hidrográfica de la región (Carignano et al., 2014). Además la mayoría de los cursos en sus tramos terminales desarrollan abanicos o lóbulos de derrames situados al ingreso de estas áreas deprimidas que suelen estar ocupadas por lagunas o bañados. En la actualidad, debido a las frecuentes canalizaciones

muchos de estos abanicos están desactivados, trasladados espacialmente o solo operan ocasionalmente (Degiovanni et al., 2005b).

Al igual que la mayoría de los cursos del Sur de Córdoba, el río Cuarto presenta marcadas alteraciones en su funcionamiento vinculadas a causas naturales, como climáticas y tectónicas, y antrópicas como: minería de cauce, rectificaciones, construcción de azudes (cuenca media), canalizaciones, como lo señalan Blarasin et al. (2005) y Degiovanni et al. (2014) y albardonado en todo el tramo de canal desde la ciudad de La Carlota hasta los Bañados del Saladillo.

Un análisis preliminar de la información cartográfica y aerofotográfica, revela que hasta finales de los años '70 las intervenciones más importantes fueron canalizaciones en el tramo final del río que se prolongaba dentro de los bañados con la finalidad de disminuir los efectos sobre la ruta Nacional N° 8, sin embargo estas obras no alteraban significativamente el área natural afectada por las inundaciones conservando sin mayores cambios la superficie de derrames.

A partir de los '80 y principalmente durante los '90, el cambio del patrón de producción que en esa zona era fundamentalmente ganadero a uno dominado por el monocultivo de soja y maíz, implicó un marcado desmonte y la ocupación de todo el plano aluvial hasta metros del cauce. Esto obligó a reforzar las canalizaciones existentes y potenció la construcción de albardones, para proteger a la ciudad y las zonas rurales de los desbordes, con la finalidad de confinar totalmente el flujo dentro del canal, trasladando así los eventos de crecida hacia los sectores de bañados y lagunas, ubicadas en posiciones más distales en el sector nororiental de la depresión.

Al igual que otros humedales pampeanos, los bañados del Saladillo se generan en depresiones tectónicas continentales, cuya dinámica está asociada a la relación entre el descenso tectónico y el régimen de agua y sedimentos (Withjack et al., 2012), los que definen distintos ambientes morfosedimentarios como fluviales, lacustrinos y palustres, por su parte los cambios antrópicos introducen alteraciones significativas en la dinámica morfológica, hidrológica y funciones ecológicas tanto en los sectores de bañados como de su actualmente inactiva zona de derrames.

En este complejo y preocupante escenario es necesario que se realicen estudios sobre el funcionamiento morfohidrológico y ecológico de los Bañados del Saladillo, con el objetivo de proponer criterios y pautas para una mejor gestión de los bañados, principalmente tratando de mitigar las consecuencias de las crecidas sobre el área urbana de la ciudad de La Carlota.

I.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de trabajo se ubica en el sector centro oriental de la provincia de Córdoba, República Argentina, en los departamentos Unión y Juárez Celman, específicamente en las coordenadas $33^{\circ}23'00''\text{S}$ - $63^{\circ}13'22''\text{O}$ y $33^{\circ}31'20''\text{S}$ - $62^{\circ}52'04''\text{O}$. Presenta una superficie aproximada de 112 km^2 que abarca el tramo final del río Cuarto, aguas abajo de la localidad de La Carlota y la porción meridional de los bañados del Saladillo. Se puede acceder desde el Oeste y Sur por la ruta Nacional N° 8, por el Este por la ruta Provincial N° 3, que une las localidades de Canals y Escalante, y a través de la red de caminos vecinales que se conectan a estas rutas con distintos sitios de interés (Fig. I.1).

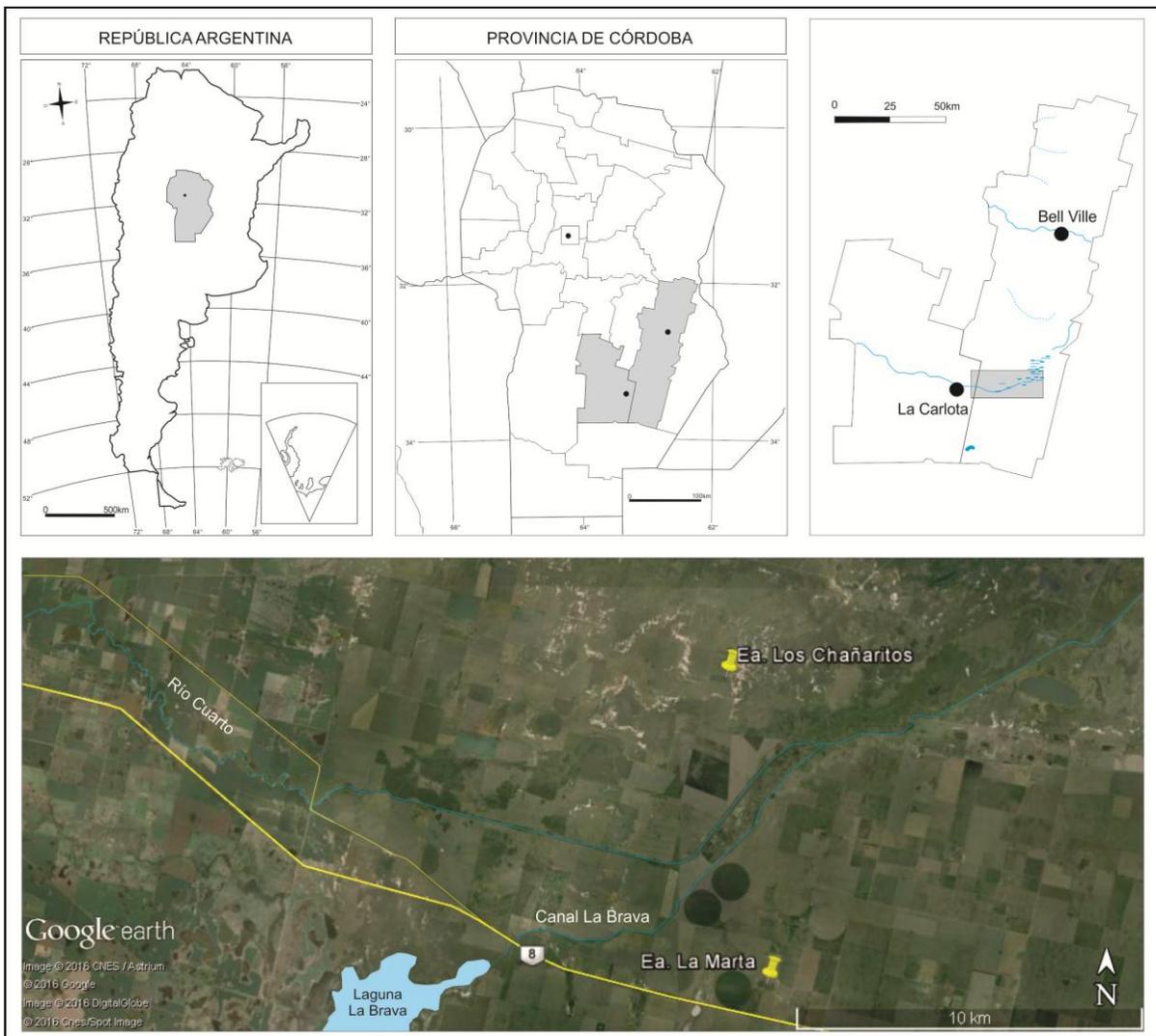


Figura I.1: Ubicación del área de estudio.

I.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

- Los sistemas fluviales constituyen una integralidad genética y funcional, cuya evolución está determinada por cambios en los factores de control como: el régimen hidrológico, la carga de sedimentos, la litología de las márgenes, la tectónica y la vegetación, sin embargo, modificaciones de naturaleza antrópica inducen alteraciones externas a la dinámica natural de río, generando respuestas cuya espacialidad y temporalidad se tornan difícilmente predecibles.

- La persistencia de los Bañados del Saladillo, nivel de base del río Cuarto, creados por depresiones tectónicas continentales y constituida por ambientes de derrames fluviales, bañados y lagunas, está determinada por una relación de oposición entre el espacio de acomodamiento generado por el patrón tectónico de descenso y el relleno de sedimentos y agua aportados por el río. Las intervenciones antrópicas sobre el régimen hidrológico y sedimentológico en la cuenca y los cambios en la funcionalidad de estos ambientes, pueden alterar significativamente el carácter regulador de excedentes hídricos y de almacenamiento de sedimentos, modificando la posición y la dinámica aluvional, con el consiguiente deterioro y/o pérdida de ecosistemas y afectaciones socioeconómicas.

I.4. OBJETIVOS

I.4.1. Objetivos Generales.

- Analizar y caracterizar el funcionamiento morfohidrológico actual de los Bañados del Saladillo, con énfasis en la dinámica aluvial del canal del río Cuarto y de los sectores lagunares.

- Caracterizar, temporal y espacialmente, los desajustes provocados por efectos de las diferentes intervenciones antrópicas, especialmente las canalizaciones, en el funcionamiento morfológico, sedimentológico e hidrológico del humedal.

- Efectuar un diagnóstico del funcionamiento actual de los Bañados del Saladillo, considerando aspectos morfológicos y sedimentológicos.

I.4.2. Objetivos Específicos.

- Elaborar un mapa geomorfológico detallado del área que represente la relación actual entre los dominios fluvial, palustre y lacustre.

- Asociar el análisis de perfiles sedimentológicos con observaciones geomorfológicas para determinar variaciones en los procesos dominantes a lo largo del tiempo.
- Relacionar las características morfológicas del río Cuarto con los eventos de desbordes.
- Plantear una evolución geológica tentativa para los bañados del Saladillo.

I.5. METODOLOGÍA

El presente trabajo abarcó tres etapas principales que serán desarrolladas de manera sintética en este apartado. Es importante aclarar que por ser un estudio que engloba áreas muy distintas, la metodología con la que se tomaron los datos será explicada con detenimiento en cada capítulo.

La primera etapa consistió de un gabinete inicial, donde se recopilaron antecedentes y cartografía previa del área de estudio, la que consiste de cartas topográficas, fotografías e imágenes satelitales. También se realizó un mapa geomorfológico preliminar donde se definieron las distintas unidades geomorfológicas.

Posteriormente se realizó una etapa de campo las cuales se corroboraron o redefinieron los límites propuestos para las unidades geomorfológicas descriptas anteriormente, se tomaron muestras de sedimentos de canal y de desborde, y se relevaron los perfiles sedimentológicos.

Por último se efectuó una etapa de gabinete final donde se compiló toda la información obtenida en las etapas anteriores y se efectuaron los análisis geomorfológicos, de facies y la correlación entre las variaciones morfológicas del río Cuarto con los eventos de desbordes y finalmente se propone una evolución morfohidrosedimentaria de la zona.

I.6. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO

El estudio de los sistemas fluviales y su relación con su entorno ha sido un punto de interés a lo largo de los últimos siglos y es oportuno mencionar como bibliografía básica con un enfoque sedimentológico al trabajo de Miall (1996). En lo que respecta al análisis de facies, su desarrollo y definición se puede mencionar a Walker (2008) y a Tripaldi (2008), quien toma la metodología clásica y la aplica en el análisis de sedimentos modernos. Temáticas asociadas con la relación entre el tectónica de intraplaca y el ambiente de sedimentación son abordados por Withjack et al. (2012), donde los autores plantean modelos

de sedimentación en rift no marinos, que se vinculan con los de Harvey (2002) quien define el rol de los cambios en el nivel de base y los fenómenos asociados.

Entre los estudios geomorfológicos pioneros se pueden nombrar los realizados por Leopold y Wolman (1960; 1964) sobre procesos fluviales y sistemas meándricos. Otro trabajo de importancia es el de Rosgen (1994) quien propone una tipificación de los sistemas fluviales teniendo en cuenta sus características geomorfológicas y por último el de Nanson y Croke (1992), quienes proponen una clasificación genética de las llanuras de inundación. En lo que respecta al desarrollo, evolución y procesos de avulsión en abanicos húmedos se consideran las observaciones de Assine (2005) y Slingerland y Smith (1998). Por otra parte en los estudios sobre morfología y clasificación de cuerpos deltaicos es relevante el trabajo de Galloway (1975).

En el ámbito de la provincia de Córdoba se resaltan los aportes de Carignano et al. (2014), quien recopila los datos geomorfológicos del territorio provincial y los de Kröhling (2014) quien lo hace con la información estratigráfica del cuaternario de la región. En el sur provincial Degiovanni et al. (2005), dentro del programa nacional de cartas geológicas, describen los aspectos más relevantes de la geología de este sector. También puede citarse el trabajo de Andreazzini (2015) quien caracteriza un sector importante de la cuenca alta del río Cuarto.

Estudios más específicos, realizados en el área de estudio de este análisis, son los de Chiappero (2013), quien realiza una caracterización hidrogeoquímica de un sector de los bañados del Saladillo y el de Degiovanni y Blarasin (2005) quienes detallan la hidrología superficial y morfodinámica de los sistemas fluviales del sur de Córdoba.

CAPÍTULO II
GEOLOGÍA REGIONAL

II.1. INTRODUCCIÓN

La provincia de Córdoba abarca dos grandes provincias geológicas dentro del territorio de la república Argentina, las Sierras Pampeanas, que se desarrollan hacia el oeste provincial y la Llanura Chacopampeana, la que conforma la zona pedemontana y la llanura hacia el este. Esta última es la que presenta mayor importancia para los fines del trabajo, ya que en esta se ubica la zona de estudio, pero se realizara una breve reseña sobre las características generales de las sierras por ser la principal área de aporte de agua y sedimentos y porque en estas se ubican las nacientes de los cursos más importantes de la región.

Las sierras pampeanas conforman el antepaís andino central. Se corresponden con altos de basamento emergentes que desarrollan un patrón morfológico limitando valles intermontanos (Dávila et al., 2005). Las sierras de Córdoba se ubican en la parte más distal del antepaís, esta región está conformada por un conjunto de sierras elongadas en sentido general N – S, limitadas por fallas inversas de alto ángulo ($> 50-60^\circ$; Costa 1996, 1999, 2000; Costa y Vita-Finzi 1996) que exponen basamento ígneo-metamórfico en su núcleo y que presentan una morfología asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas (Gordillo y Lencinas, 1979).

Desde el Paleozoico superior, las Sierras Pampeanas tienen una compleja evolución geomorfológica en la que alternan períodos de estabilidad, donde el basamento queda expuesto a los agentes meteóricos, y eventos tectónicos con la subsecuente activación de los procesos de erosión. El resultado es un paisaje de bloques de basamento elevados y basculados tectónicamente que están truncados por restos de antiguas superficies de aplanamiento y erosión (Carignano et al., 1999; Rabassa et al., 2010, 2014).

Por su parte, la llanura Chacopampeana, constituye una extensa cuenca distal del antepaís andino, en especial de las Sierras Pampeanas y Subandinas (Ramos, 1999). Según Chebli et al. (1999), la sedimentación cenozoica de esta cuenca está caracterizada por depósitos distales de sistemas fluviales y aluviales efímeros y depósitos eólicos, principalmente loésicos.

En el pedemonte de las Sierras Pampeanas se definen cinco grandes abanicos aluviales formados por los grandes sistemas fluviales que las drenan. Estos han sido modificados, sobretudo en sus partes terminales, por acción eólica durante los períodos glaciares, lo que favoreció la generación de llanuras de loess (Ramos, 1999).

Aunque en la actualidad esta zona parece tener, desde el punto de vista de la dinámica cortical una tendencia negativa a neutra, ésta es el resultado de una transición entre la subsidencia mesozoica y la progresiva inversión andina (Chebli et al., 1999).

II.2. ESTRATIGRAFÍA

La evolución estratigráfica de la zona puede ser dividida en dos grandes etapas siguiendo el criterio propuesto por Degiovanni et al. (2005). La primera corresponde al periodo previo al cuaternario, donde las unidades han sido reconocidas en perforaciones profundas en áreas vecinas a la hoja y que son representativas de la estratigrafía del subsuelo de la región, mientras que el periodo que abarca el Cuaternario se encuentra aflorante en toda la superficie (Fig. II.1).

La llanura Chacopampeana presenta un relleno que abarca sedimentos cuyas edades se extienden desde el paleozoico inferior hasta la actualidad, en coincidencia con un área de poca movilidad cortical (Fig. II.2). En sentido amplio ésta unidad forma parte de un gran antepaís, que recibió desde el Mioceno, sedimentos provenientes del levantamiento andino y que hoy constituye principalmente el lugar de tránsito hacia la plataforma y talud continental atlánticos (Chebli et al., 1999).

II.2.1. UNIDADES PRECUATERNARIAS.

NEOPROTEROZOICO – PALEZOICO INFERIOR

Basamento Cristalino

El basamento ha sido reconocido en subsuelo mediante distintas perforaciones de exploración petrolera realizadas por YPF. El mismo estaría constituido por plutonitas de variada composición, desde ácidas a básicas y ultrabásicas, y metamorfitas de diversos grados (Russo et al., 1979).

Este basamento se encuentra aflorando en el ámbito de la provincia geológica Sierras Pampeanas pero puede ser considerado como la base del área estudiada. Ramos (1988) ha interpretado a estas rocas como pertenecientes al cratón proterozoico del Río de la Plata.

ERAS	SISTEMA	EADADES	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	LITOLOGIA	ESP. (m.)
CENOZOICO	CUATERNARIO	Actual - Holoceno Superior	Sedimentos fluviales, lagunares y palustres (9)	a) fluviales. b) pelíticos, lagunares y palustres. c) psamopelíticos de abanicos de derrames.	
			Formación Reducción (8) (aflorante no mapeable)	arenas gruesas a gravas finas	
			Formación Laguna Oscura (7)	a) arenas fina b) arenas finas, limos c) arenas finas a limos interdigitados con depósitos pelíticos.	< 20
		Holoceno Medio - Inferior	Formación Arroyo Las Lajas (6) (aflorante no mapeable)	gravas, arenas y limos	
			Formación Río Cuarto (5) (aflorante no mapeable)	paraconglomerados	
			Formación La Invernada (4) (aflorante no mapeable)	loess	
		Pleistoceno o superior	Formación Chocancharava (3) (aflorante no mapeable)	pelitas y ortoconglomerados	
	Pleistoceno o sup - medio	Formación Pampiano (2) (aflorante no mapeable)	limos y limos arenosos finos		
	Pleistoceno o inf- Plioceno superior	Formación Alpa Corral (1) (aflorante no mapeable)	arenas y gravas		
	TERCIARIO				

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la hoja Río Cuarto.

EADADES	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	LITOLOGIA	TOPE. (m.)	
Pleistoceno medio a superior	Pampiano	limos y limos arenosos	0	
Pleistoceno inf-Plioceno superior	Formación Puelches	areniscas varicolores	124	
Mioceno	Formación Tigre Muerto	limos y arcillas	196	
	Formación Paraná	arcilitas verdosas	204	
Mioceno inf-Eoceno	Formación Chaco	arcilitas rosadas	294	
Paleoceno - Cretácico superior	Formación Mariano Boedo	areniscas rojas	420	
Cretácico	Formación Tacuarembó	areniscas anaranjadas	1230	
	Formación Serra Geral	basaltos	2030	
	Formación General Levalle	Mb. Areniscas Superiores de Rift	areniscas muy finas	2330
		Mb. Limolitas Yesíferas	arcilitas, limolitas y areniscas	3700
Mb. Evaporitas		halita	4380	
Jurásico	Mb Areniscas inferiores de Rift	limolitas, areniscas y conglomerados	5155	
Pérmico Carbonífero	Formación Ordóñez y equivalentes	sedimentos marinos y continentales (perf. Ordóñez)		
Paleozoico Inferior	Basamento Cristalino	gneis y granito (perf. Ordoñez a 3402 mbbp.)		

Cuadro 2. Cuadro estratigráfico del subsuelo de la hoja geológica Río Cuarto. Los datos de tope (m) de cada unidad son de la perforación de General Levalle.

Figura II.1: Cuadro estratigráfico para la Hoja geológica río Cuarto. Tomado de Degiovanni et al. (2005).

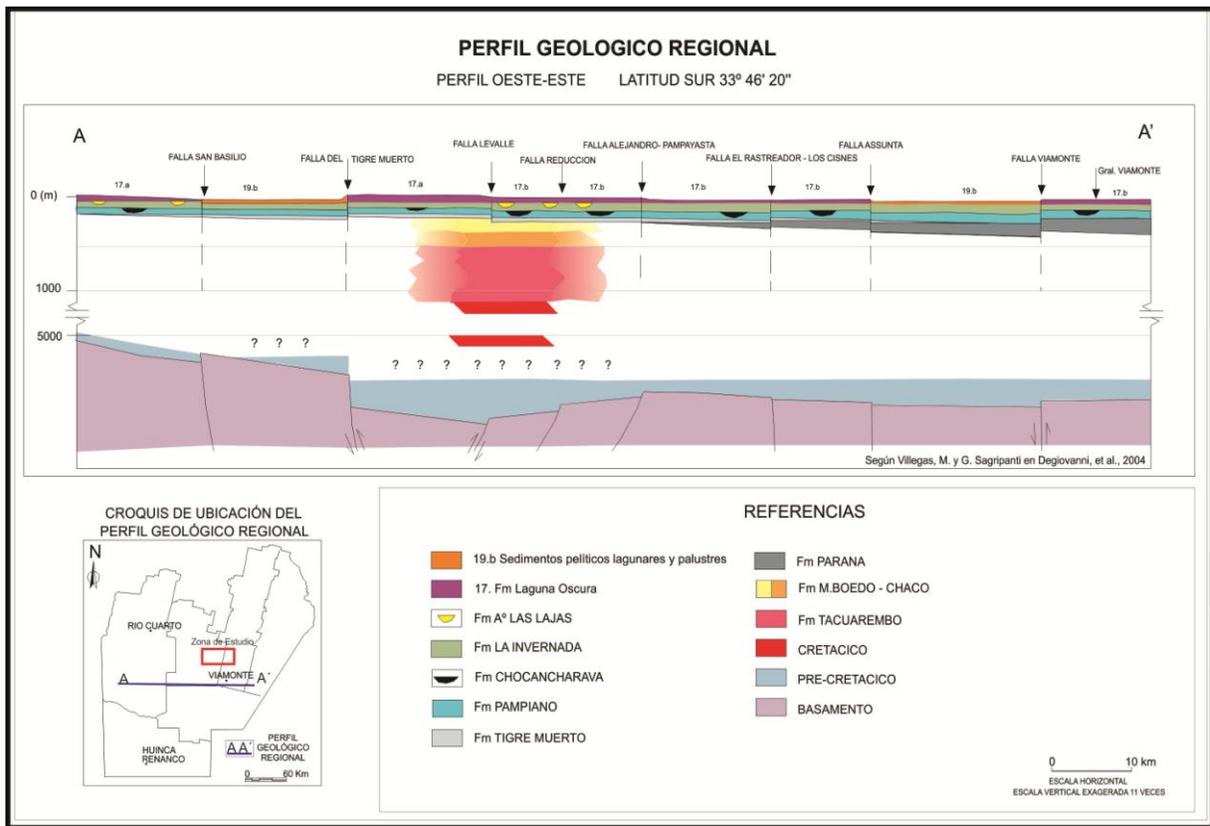


Figura II.2: Perfil geológico regional esquemático para el sur de la provincia de Córdoba, en rojo se indica la zona de estudio. Tomado de Degiovanni et al. (2005).

CARBONÍFERO – PÉRMICO

Formación Ordoñez y equivalentes

En la perforación de Ordoñez, realizada por YPF, afloran depósitos marinos por debajo de los 2000m de profundidad. Su espesor es reducido y, según diversos autores, no constituyen un depósito único y continuo sino que se presentan en áreas aisladas totalmente desvinculadas entre sí. Para esta edad Chebli et al. (1999) atribuyen secuencias continentales agrupadas en las formaciones Victoriano, Rodríguez y Ordoñez (perforación Ordoñez).

CRETÁCICO

Se trata de una espesa columna de material vulcano – sedimentario reconocido en subsuelo que es correlacionable con unidades aflorantes a lo largo del borde oriental de la Sierra Chica. Se compone de sedimentos continentales del tipo "*estratos rojos*", conformados por una sucesión de conglomerados, areniscas y en menor grado pelitas, intercaladas por volcanitas de edad cretácica. Los mismos han sido interpretados como correspondientes a secuencias de abanicos aluviales, sistemas fluviales y secuencias de lago salino que se intercalan con coladas basálticas constituyendo el relleno de una cuenca tipo rift (Poiré et al., 1989; Sánchez et al., 1990; Chebli et al., 1999). Mediante la perforación General Levalle se reconocieron las distintas unidades:

Formación General Levalle

Conforma una secuencia de más de 3000m que está integrada por 4 miembros que de base a techo se disponen de la siguiente manera: el primero se denomina areniscas inferiores de rift y consta de material silicoclástico con predominio de arenas, el segundo se llama Miembro Evaporitas que está compuesto principalmente por halita, por encima se encuentra el Miembro Limolitas Yesíferas compuesto por material silicoclástico y yeso, ya sea dispuesto en bancos o como cemento, y por último el Miembro Areniscas Superiores de Rift constituido por areniscas de grano fino a conglomerádicas. A esta formación se le asigna una edad cretácica inferior y representa un ciclo sedimentario de una cuenca árida con sistemas lagunares restringidos.

Formación Serra Geral

Compuesta principalmente por los típicos basaltos álcali – olivínicos de áreas de rift, de color negro o gris oscuro con intercalaciones de niveles de areniscas y pelitas rojas (White, 1908).

Formación Tacuarembó

Esta unidad descrita por Padula y Mingramm (1963), está conformada por areniscas anaranjadas y son asociadas a efusiones basálticas (Falconier, 1931). En la perforación de General Levalle se reconocieron 810m de areniscas que no muestran la misma asociación con unidades basálticas debido a que su composición es arcósica pero pueden tener afinidad estratigráfica.

CRETÁCICO – PALEOCENO

Formación Mariano Boedo

Son areniscas rojas con granos de cuarzo teñidos con óxidos de Fe que indican una sedimentación vinculada a ambientes continentales oxidantes y calizas arenosas o areniscas calcáreas, definidas por Padula y Mingramm (1968) como depósitos cercanos a la costa. En la perforación de Ordoñez se describe como constituida por areniscas varicolor, arcilitas y bancos de yeso cristalino y terroso que han sido interpretadas como facies clásticas de secuencias marinas someras bajo condiciones de aridez. Apoya discordante sobre las formaciones Tacuarembó y Serra Geral y por la relación que guarda con las mismas se le asigna una edad cretácica superior – paleocena.

EOCENO – MIOCENO INFERIOR

Formación Chaco

Compuesta en su totalidad por arcilitas rosadas y castañas, ocasionalmente verdosas, con intercalaciones de yeso y anhidrita (perforación Ordoñez). Estos sedimentos continentales, que representan una secuencia de llanura aluvial, están asociados con una fuerte regresión ocurrida hacia el final del Paleoceno y se depositan en discordancia sobre las unidades previas (Russo et al., 1979).

MIOCENO

Formación Paraná

Esta formación constituye el principal depósito marino del Neógeno para la región Chacoparanaense y se extiende desde Chaco hasta la cuenca del Salado (Fernández Garrasino y Vrba, 2000; Yrigoyen, 1969). Representa la etapa transgresiva del mar Paranaense y está constituida por arcilitas verdosas, azuladas o gris amarillentas, con restos de fósiles marinos. Esta corta ingresión marina es portadora de abundantes restos de polen y microfósiles calcáreos que permiten asignarle una edad miocena.

Formación Tigre Muerto

Se encuentra en varias perforaciones realizadas para captación de agua en el sur de Córdoba (Blarasin et al., 2000a). Está compuesta por potentes bancos de limos cementados,

limos y arcillas oscuras correspondientes a facies leníticas y palustres y arcillas ocreas con intercalaciones de arenas y gravas correspondientes a ambientes fluviales. Se la interpreta como correspondientes a secuencias continentales fluviales, lagunares y palustres en las que pueden intercalarse limos eólicos subordinados. Blarasin et al. (2000a) la asignaron al Mioceno y la correlacionan con la formación Paraná.

PLIOCENO SUPERIOR – PLEISTOCENO INFERIOR

Formación Puelches

Unidad compuesta por areniscas friables varicolor de grano fino a grueso hasta conglomerádicas y pobremente seleccionadas. Son areniscas altamente cuarzosas en su tramo superior que se hacen rápidamente conglomerádicas y arcósicas hacia abajo. Representa la base de los depósitos cuaternarios, aunque algunos autores le asignan una edad inferior ubicándola en el Plioceno superior.

II.2.2. UNIDADES CUATERNARIAS.

PLIOCENO – PLEISTOCENO

Formación Alpa Corral

Esta formación fue definida por Cantú (1992) a partir de afloramientos ubicados en la base de la secuencia que conforma el abanico aluvial de los ríos Alpa Corral y Seco pero también ha sido identificada en subsuelo en el ámbito de la Hoja Río Cuarto (Degiovanni et al., 2005). Se trata de una unidad de origen fluvial conformada por arenas finas con gravas dispersas y arenas medias a gruesas con intercalaciones de niveles de gravas.

Cantú (1992) le asigna una edad en el límite plio-pleistoceno, al vincular el desarrollo del abanico aluvial producto del levantamiento principal de las Sierras Pampeanas en este momento, siguiendo lo propuesto por Gordillo y Lencinas (1979).

PLEISTOCENO MEDIO A SUPERIOR

Formación Pampiano

Esta unidad ha sido reconocida por Fidalgo et al. (1973) y Cantú (1992), la misma puede ser observada en sitios aislados expuestos como resultado de erosión vinculada a la incisión de canales fluviales y constituye el lecho erosivo de ríos y arroyos de la región.

Cantú (1992) discrimina dos tipos de afloramientos, uno está constituido por sedimentos limosos (loess) de color pardo rojizo a pardo amarillento, con alto contenido de CaCO_3 disperso en la masa y presencia de niveles de calcretas discontinuos; el segundo está formado por materiales limosos y limo-arenosos muy finos y de color pardo rojizo con varios niveles conteniendo nódulos de cementación de Fe y Si que pueden dar lugar a panes cementados continuos (duripanes y fragipanes), con CaCO_3 disperso en la masa.

El ambiente de depositación es predominantemente eólico bajo clima semiárido/árido, con eventos torrenciales hacia el final que dieron origen a las facies de relleno de canal, presentes en la mayoría de los afloramientos. En la zona de interfluvio y sobre material eólico Cantú (1992) diferencia un paleosuelo, al que denomina *Geosuelo Estancia El Cerrito* (Argiudol), que fue truncado por erosión y solo conserva los horizontes Bt y BC. Schiavo (2003) y Degiovanni et al. (2003) le asignan una edad Pleistocena tardía basándose en análisis radiocarbónicos realizados en calcretes encontrados en este suelo.

PLEISTOCENO SUPERIOR

Formación Chocancharava

Cantú (1992) reunió en esta unidad a distintas facies de un importante ciclo fluvial que está representado en las fajas fluviales de la provincia de Córdoba. Se corresponde con un ciclo húmedo que inicia el registro cuaternario de las fajas fluviales de las áreas de piedemonte y llanura, representado por una sucesión de paleoambientes fluviales y lacustres. El área tipo de la unidad aparecen en el ámbito de las Hojas Geológicas Río Cuarto (Degiovanni et al., 2005) y Villa María (Bonalumi et al., 2005).

Se compone por secuencias arena – gravosas, con tendencia granodecreciente y estructuras de corte y relleno que son interpretadas como facies típicas de canales entrelazados y facies de energía decreciente, tractivas a suspensivas, correspondientes a ambientes de llanuras de inundación. Además se encuentra material pelítico de color verde amarillento, con rizoconcreciones correspondientes a ambientes leníticos de circulación restringida y asociados a depósitos de flujos densos (cenoglomerados). Pueden presentarse como secuencias de canales fluviales de alta energía, formados por ortoconglomerados monomícticos de clastos redondeados con cementación carbonática, conteniendo rodados de la formación Pampiano (Degiovanni et al., 2005).

HOLOCENO INFERIOR – MEDIO

Formación La Invernada

Unidad definida por Cantú (1992). Se trata de un manto tabular de loess típico de 2 a 6m de espesor visible y de gran extensión areal, compuesto por limos medianos a finos con arenas finas a muy finas subordinadas, de color marrón amarillento claro, friable y pulverulento. Es masivo a ligeramente laminado en los niveles basales. Presenta CO_3Ca pulverulento, disperso o en forma de concreciones radiciformes. Cubre discordantemente a las formaciones Chocancharava y Pampiano.

En el techo de la Formación La Invernada hay restos de un paleosuelo muy bien desarrollado (Molisol) y de amplia distribución en la provincia, ya que no solo se encuentra en la llanura y áreas pedemontanas si no en las pampas de altura. Este ha sido definido como *Geosuelo Las Tapias* por Cantú (1992) representando el mejoramiento climático del Holoceno, vinculado al *Hypsithermal* u *Optimum Climaticum* (estimado por Cantú para la región entre 9,5-8,2 y 5,2- 4 ka A.P.).

Formación Río Cuarto

Descrita por Blarasin et al. (2000a) en las barrancas de los principales cursos fluviales de la zona de Río Cuarto y en perforaciones del área. Está compuesta por gravas en matriz limo – arenosa y arenas depositadas en un ambiente fluvial de baja energía.

Se la reconoce en el ámbito de la Hoja Geológica Río Cuarto (Degiovanni et al., 2005) y se la vincula lateralmente con la Formación La Invernada por su posición estratigráfica relativa, sobreyaciendo a la Formación Chocancharava y de manera discordante a la Formación Pampiano y subyaciendo a la Formación Arroyo Las Lajas (Cantú, 1992).

Formación Arroyo Las Lajas

Representa un ciclo fluvial de escasa magnitud que en general marca el final del *Optimum Climaticum* del Holoceno, ya que la mayor parte de los depósitos se ubican en canales que cortan al suelo Las Tapias y se caracterizan por presentar fondo plano y paredes verticales a subverticales. Cantú (1992) interpreta la existencia de facies: aluvial, coluvial y fluvio – lagunar.

Los materiales coluviales están vinculados a procesos de erosión hídrica (arroyada difusa) y se corresponden con deslizamientos, que se adosan a las paredes, y en la base se

concentran diamictos formados por intraclastos de tamaño grava provenientes del Suelo Las Tapias (horizonte A y B). Por otro lado, la facies aluvial está constituida en la base del canal por aglomerados con clastos de la Formación Pampiano y el Suelo Las Tapias, por encima se disponen estratos finos formados por guijas provenientes del basamento cristalino y tosca en secuencias granodecreciente y con laminación difusa. El relleno se completa con arena media a limosa a limo arenoso, de tipo tractivo – suspensivo. En la mayoría de los casos la colmatación de las cárcavas se produce por aportes eólicos correspondientes a la Formación Laguna Oscura (Cantú, 1992).

HOLOCENO SUPERIOR

Formación Laguna Oscura

Esta unidad ha sido descrita por Cantú (1992) y representa la cubierta eólica arenosa que se extiende a lo largo del sur de la provincia culminando con la columna estratigráfica cuaternaria de la región. De acuerdo con el autor, esta unidad está formada por arenas finas a muy finas con muy bajos porcentajes de arcillas y limos (<15%) y su composición mineralógica es variable diferenciándose dos poblaciones de minerales, una volcánica (cordillerana) y otra pampeana.

Corresponde a la unidad aflorante más amplia dentro de la Hoja Geológica Río Cuarto (Degiovanni et al., 2005) y está formada por arenas muy finas a limos eólicos que se presentan en mantos con espesores que varían de cm a 20m. Degiovanni et al. (2005) reconocen tres miembros: a) Depósitos arenosos finos a limosos de génesis eólica. Loess arenoso, que forma cuerpos medanosos o sistemas de dunas longitudinales y se apoya sobre la Formación La Invernada. b) Depósitos eólicos arenosos finos a limosos con evidencia de paleocanales profundos. Loess arenoso fino que constituye cuerpos medanosos, varios de ellos con reactivaciones históricas. Sobreyace a la Formación La Invernada, Arroyo Las Lajas y Chocancharava. c) Depósitos eólicos arenosos finos a limosos interdigitados con materiales pelíticos contemporáneos de derrames. Arenas finas y limos correspondientes a acumulaciones medanosas entre las que se sitúan cuerpos lagunares con acumulación de sedimentos finos en ambientes leníticos a palustres.

Degiovanni et al. (2005) consideran a la Formación Reducción (Blarasin et al., 2000a) coetánea y lateralmente relacionada a la Formación Laguna Oscura en la zona de Río Cuarto.

Formación Reducción

Aflora en las márgenes del río Chocancharava hasta la localidad de La Carlota, y en algunas terrazas de los cursos fluviales mayores del área (Blarasin et al., 2000a). Está compuesta por arenas gruesas a gravas finas con matriz limo-arenosa a arenosa fina, correspondientes a materiales fluviales de baja a moderada energía, donde dominan los depósitos de acreción lateral.

Esta unidad Sobreyace a la Formación Arroyo Las Lajas y se la considera coetánea y asociada lateralmente a la Formación Laguna Oscura (Holoceno Tardío), pero con evidencias de haberse formado en un ambiente de mayor restricción de circulación hídrica (Degiovanni et al., 2005).

Formación San Gregorio

Siguiendo lo propuesto por Iriondo y Kröhling (2007), esta formación constituye el cuerpo sedimentario de grandes dunas parabólicas, y probablemente longitudinales de orientación S – N y SSO – NNE que se distribuyen en un paisaje predominantemente plano. En el ámbito del sur de la provincia de Córdoba, la unidad constituye campos de megadunas de 30 a 50 km² de superficie individual al sur de La Carlota, en el área de Canals, en la zona de Huanchilla - Pavín y al norte de General Levalle, entre varios campos de dunas menores (Iriondo, 2010).

Está formada por arena muy fina a fina con baja participación de limo, suelta, de color marrón amarillento claro. Está organizada en estratos muy gruesos, masivos en general o presentando laminación difusa, mientras que en otros sectores aparecen estructuras de disipación (Iriondo y Kröhling, 2007). Se correlaciona con la Formación Laguna Oscura del piedemonte oriental de Comechingones (Cantú, 1992 y Cantú y Degiovanni, 1984).

II.3. ESTRUCTURAS

La Llanura Chacopampeana se caracteriza por constituir una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde en el pasado geológico se acumularon espesas series sedimentarias continentales y marinas. Las evidencias sedimentológicas y sísmicas permiten interpretar la existencia de grandes depresiones separadas por altos estructurales, clara evidencia de que el basamento cristalino se encuentra dislocado, conformando bloques que están diferencialmente desplazados (Chebli et al., 1999).

La región muestra un estilo tectónico definido por bloques hundidos y levantados, basculados al E y SE, que generan una morfología escalonada y ondulada, cuya expresión disminuye en el sentido de la pendiente regional hacia el sudeste. Los bloques son elongados en dirección N-S, limitados por fallas normales e inversas, y su disposición condiciona la morfología mediante el control de la red de drenaje (Fig. II.3).

Aquí se tomara la clasificación propuesta por Degiovanni et al. (2005) para la Hoja Geológica Río Cuarto donde se definen cuatro sistemas de estructuras teniendo en cuenta su orientación.

SISTEMA NORTE – SUR

Conformado por las fallas Santa Catalina, San Basilio, del Tigre Muerto, Levalle, Reducción, Alejandro-Pampayasta y el Rastreador-Los Cisnes. Dentro de estas la más importante es la megatrazza Alejandro-Pampayasta, la misma genera un desnivel en la llanura que divide los bloques de la "Pampa Elevada" y la "Pampa hundida" (Passotti, 1974). Se infiere que su carácter es inverso con plano buzante al oeste por constituir el flanco oriental del hemigraben cretácico de Levalle.

SISTEMA ESTE – OESTE

Está constituido por la falla Río Cuarto (Villegas, 1996) y un conjunto de fracturas que limitan bloques menores. Esta estructura controla al río homónimo hasta las proximidades de Reducción y probablemente haya constituido el límite norte de la cuenca cretácica de Levalle.

SISTEMA NOROESTE – SURESTE

Comprende a la falla Chaito – Chazón (Cantú y Degiovanni, 1982). Es acompañada por otras estructuras menores, que ejercen un control sobre arroyos que se ubican hacia el oeste

II.4. GEOMORFOLOGÍA

La llanura pampeana está formada por depósitos eólicos pleistocenos y holocenos, que conforman un potente manto que cubre la mayor parte de su superficie, los que fueron agrupados por Iriondo (1990 a, b y c, 1997) como una gran unidad geomorfológica denominada Sistema Eólico Pampeano.

El paisaje actual resulta del período húmedo correspondiente al estadio Isotópico de Oxígeno (OIE) 3 (64 – 36 ka) en el que se labró la red fluvial actual de llanura (Iriondo y Kröhling, 2007), y de la actividad eólica durante los episodios secos del Pleistoceno tardío y Holoceno tardío, destacándose la generación de un manto de loess (Último Máximo Glacial, 24 – 18 ka) que suavizó las formas menores del paisaje, el desarrollo de campos de dunas y la generación de cubetas de deflación, la mayoría ocupadas por lagunas.

El criterio geomorfológico utilizado para cartografiar las distintas unidades regionales es el propuesto por Carignano et al. (2014) y el área de estudio se incluye dentro de las siguientes (Fig. II.4): Planicie Fluvioeólica central (Carignano 1996, 1997 a y b, 1999), ésta comprende a los paleoabanicos aluviales, fajas fluviales y la planicie loésica de Marcos Juárez – Corral de Bustos, y la Planicie Arenosa del Sur (Carignano 1996, 1997 a y b, 1999), que contiene a la depresión Curapaligüe – Saladillo.

II.4.1. PLANICIE FLUVIOEÓLICA CENTRAL

Esta unidad ha sido definida como una llanura formada por la coalescencia de paleoabanicos y fajas fluviales de los principales ríos que drenan las Sierras Grandes de Córdoba.

Estos grandes abanicos se construyen por yuxtaposición, incisión y progradación de abanicos menores generados por los ríos, proceso que estuvo fuertemente controlado por los cambios climáticos del cuaternario y por actividad neotectónica, lo que condicionó su posición (Degiovanni et al., 2005). En las zonas distales son dominantes las geoformas eólicas, donde predominó la acumulación de limos eólicos sobre los fluviales.

II.4.1.a. Paleoabanico Aluvial del Río Chocancharava.

Carignano (1996, 1997 a y b, 1999) señala que esta megaforma está construida por yuxtaposición, progradación e incisión de abanicos aluviales cuya posición estuvo fuertemente controlada por los cambios climáticos ocurridos durante el cuaternario y secundariamente por actividad neotectónica (Degiovanni et al., 2005).

Esta unidad presenta un relieve suavemente ondulado, producto de la interacción de este curso con la actividad eólica que formó el denominado mar de arena pampeano (Iriondo 1990 a, b y c; 1999). A causa de esto, en la zona coexisten paleocanales con orientación principalmente NO-SE que han sido modificados por deflación y acumulación eólica (Carignano et al., 2014).

Asociado a las zonas deflacionadas se instalan ambientes lagunares y de bañados.

II.4.1.b.Faja fluvial del Río Chocancharava.

El Río Chocancharava tiene sus nacientes en las Sierras de Comechingones. En su salida hacia el sector pedemontano este curso presenta un gran control estructural pero luego adopta las características de un río de llanura con cauce muy ancho y lecho arenoso.

A partir de la localidad de Alejandro Roca el río mantiene un curso general ESE encajado en sus antiguos derrames, hasta alcanzar aguas debajo de La Carlota una zona muy plana, con depresiones generadas por deflación eólica que dan origen a grandes bañados.

En su cuenca baja se caracteriza por ser un curso de sección transversal reducida, canalizado en su tramo final, que ingresa a los bañados del saladillo e incide en una serie de abanicos de derrames (Degiovanni et al., 2005). A partir de aquí continúa hacia el noreste con la denominación de río Saladillo.

II.4.1.c.Planicie Loésica de Marcos Juárez – Corral de Bustos.

Comprende el sudeste de los abanicos aluviales y se caracteriza por la presencia de paleovalles fluviales de dirección SO – NE, siendo la continuación, en su mayoría, de los paleocauces de los abanicos de los principales cursos de agua.

Al sur de la unidad (Sur de Corral de Bustos – Monte Maíz) se encuentra el límite transicional entre el Mar de Arena Pampeano y la Faja Periférica Loésica (Kröhling, 1998). En imágenes las zonas con predominio de arena eólica sobre loess se diferencian por sus características texturales y tonales, mientras que en el paisaje se diferencian sectores planos (mantos de arena) a lomas arenosas de dirección SO-NE, cuyos bajos topográficos se presentan afectados por una mayor densidad de hoyas de deflación circulares a elipsoidales.

II.4.2.PLANICIE EÓLICA ARENOSA DEL SUR.

Se ubica en el sector sur de la provincia de Córdoba y su rasgo más importante es la presencia de grandes formas de deflación (Iriondo, 1990 a, b y c), campos de dunas y mantos de arena que se imponen a las formas fluviales del río Chocancharava generando un ambiente de interferencia.

II.4.1.a. Depresión Curapaligüe – Saladillo.

Es una zona deprimida de orientación SO – NE, con pendiente general al noreste, que conecta el drenaje del sur de la provincia y en la que se alojan una serie de humedales interconectados. Según Cantú y Degiovanni (1984) y Degiovanni et al. (2005) ésta es una depresión estructural asociada a la falla Bajos del Saladillo de posible actividad cuaternaria. Aquí coexisten geformas fluviales, eólicas y palustres generadas en distintos períodos climáticos.

Las formas eólicas están caracterizadas por dunas longitudinales y parabólicas. En cuanto a los humedales, estos se instalan en las depresiones fluviales y eólicas.

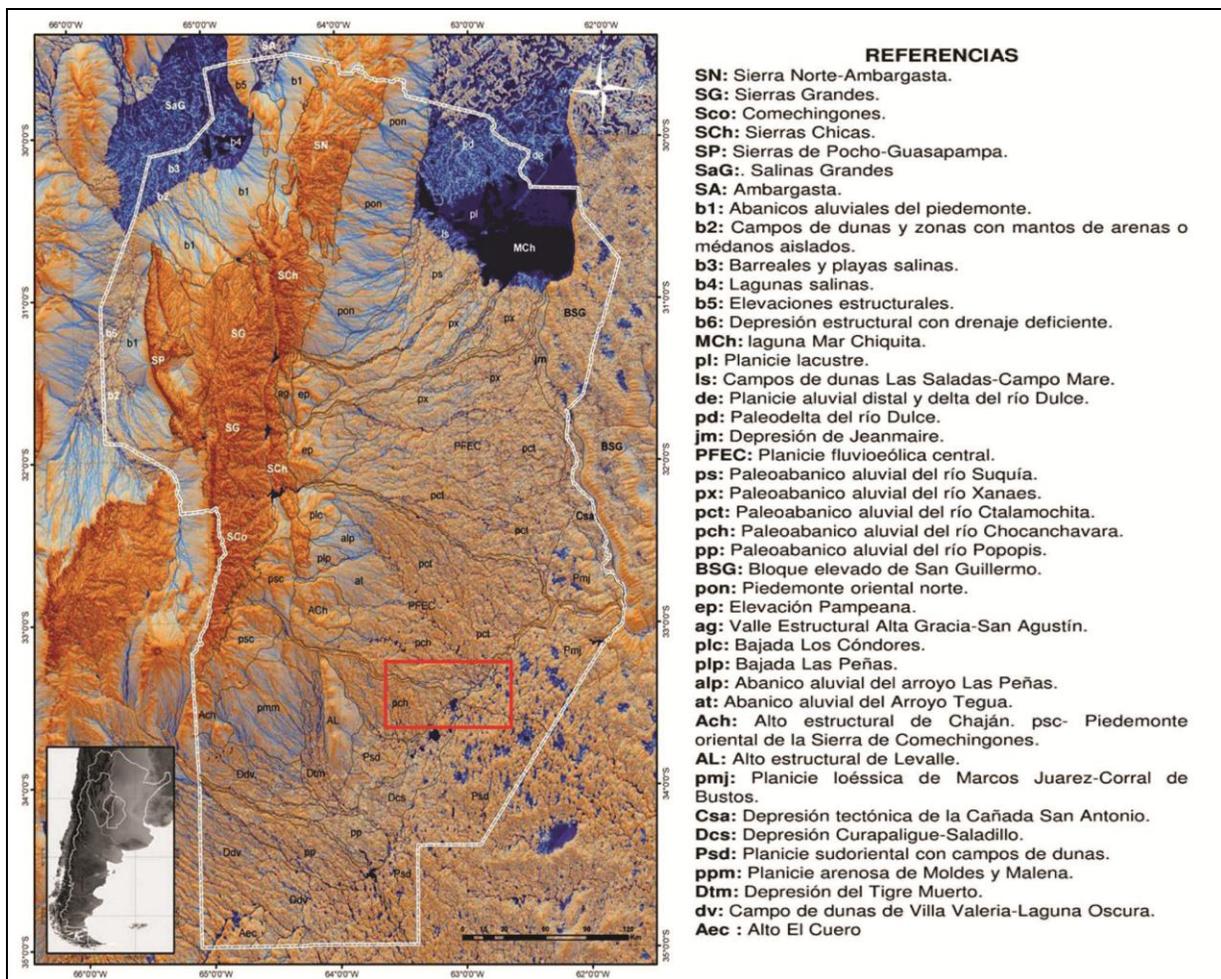


Figura II.4: Mapa geomorfológico regional de la provincia de Córdoba (Carignano et al., 2014). En rojo se señala la zona de estudio del presente trabajo.

II.5. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La historia sedimentaria de esta región comienza en el Paleozoico inferior y se extiende hasta la actualidad en coincidencia con un área de poca movilidad cortical. A escala regional la sedimentación ocurrió en diferentes depocentros, asociados a una tectónica extensional, que generó grandes cubetas separadas por dorsales en el basamento.

Durante el Carbonífero – Pérmico, el régimen tectónico fue compresivo con subducción pacífica buzando al este y según Chebli et al. (1999) los sedimentos neopaleozoicos, marinos y continentales con influencia glaciaria, yacen discordantes sobre las secuencias devónicas y silúricas así como también sobre el basamento cristalino.

En el Pérmico superior – Triásico inferior se produce un cambio en el campo de esfuerzos tornándose extensional nuevamente, esto da origen a los rift triásicos, los que aprovechan antiguas zonas de debilidad del basamento propiciadas por las suturas paleozoicas.

El régimen distensivo de finales del ciclo orogénico Gondwánico continúa en el ciclo orogénico Patagónico (Ramos, 1999), durante el Jurásico superior – Cretácico inferior. Se supone que este evento tensional ocasionó que los procesos de rifting se propagaran hacia el noroeste, formando una zona de ruptura en el basamento del cratón del río de la Plata, que separó estructuralmente a la cuenca de Levalle y la de Paraná (Chebli et al., 1999). El estilo estructural en este momento consistió de bloques de basamento con ejes longitudinales de orientación meridiana, limitado por fallas normales, y separados por depresiones que originaron las cubetas sedimentarias.

A fines del Mesozoico superior el clima dominante para la región central de la República Argentina era tropical a tropical subhúmedo (Rabassa et al., 1997), estos datos provienen del estudio de paleopaisajes relícticos en áreas cratónicas como lo son las pampas de altura en las Sierras Pampeanas.

Hacia fines del Paleógeno (Eoceno – Mioceno inferior) se produce una fuerte regresión y se depositan discordantemente sedimentos continentales que representan una secuencia de llanura aluvial incluida en la Formación Chaco (Russo et al., 1979).

En el subciclo Neógeno dentro del ciclo Ándico (Ramos, 1999), se produce la inversión del régimen tectónico a compresivo. El desarrollo de este último e inclusive el del subciclo Paleógeno fue controlado por las variaciones de velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Durante el Mioceno-Plioceno se segmentan los Andes, lo que resulta en la inversión tectónica de las zonas de sutura eopaleozoicas y las fallas normales paleozoico-mesozoicas, que se transforman en fallas inversas de alto ángulo con plano

buzante al este. Según Chebli et al. (1999), en la llanura este proceso de inversión se manifiesta, en subsuelo, únicamente en el bloque de Levalle. Esto y una nueva reactivación y levantamiento de las Sierras Pampeanas es respuesta a la horizontalización de la placa de Nazca a los 32°S que queda evidenciada por un menor engrosamiento cortical y acortamiento de los orógenos (Jordan y Allmendinger, 1986).

Durante el Mioceno se produce una nueva ingresión marina, de aguas someras y cálidas que se corresponden con la formación Paraná (Yrigoyen, 1969). Para el mismo momento en el oeste de la provincia de Córdoba la sedimentación dominante era continental y queda representada en la formación Tigre Muerto (Blarasin et al., 2000b).

En el límite Terciario- Cuaternario se depositaron importantes secuencias fluviales representadas por la formación Alpa Corral (Cantú, 1992), que hacia el este van gradando a las arenas fina de la Formación Puelches (Doering, 1882-, Santa Cruz, 1972 a y b). Estas secuencias se correlacionan con regímenes de mayor energía vinculadas al último movimiento Ándico y con persistencia de condiciones húmedas.

Durante el Pleistoceno medio a superior se depositó la Formación Pampiano (Fidalgo et al., 1973; Cantú, 1992) que incluye secuencias fluviales y eólicas fuertemente cementadas con carbonatos, vulgarmente llamadas *toscas*. Los cambios en las facies de esta formación indican que las condiciones se fueron tornando cada vez más áridas como para permitir la cementación carbonática en los materiales.

En el Pleistoceno superior el clima se tornó más húmedo y ocasionó la depositación de secuencias fluviales de moderada a alta energía, localmente lagunares, denominada Formación Chocancharava (Cantú, 1992). Este proceso contribuyó a la generación de una superficie erosiva a nivel regional y en lo que refiere a la red de drenaje, ésta era de gran envergadura y presentaba una configuración distinta a la actual. Los ríos Cuarto y Quinto muestran paleocanales que llegan hasta el sur de Santa Fe (Iriando, 1986; Cantú y Degiovanni, 1984), indicando que el alto de Laboulaye – Viamonte no actuaba como tal. Mientras tanto en los interfluvios se generaron suelos bien desarrollados a los que Cantú (1992) denominó Geosuelo Estancia El Cerrito.

Hacia el límite Pleistoceno – Holoceno y en coincidencia con el máximo glacial, se instaló en la llanura un ambiente muy árido que ocasionó la depositación de una gran cantidad de material loésico, cuya extensión es regional, denominada Formación La Invernada (Cantú, 1992). En este momento los sistemas fluviales menores se obliteraron y el río Cuarto desarrolló abanicos de derrames cuyos ápices se situaban donde actualmente se sitúa la

cuenca media, con un sistema de paleocanales que se agruparon en la Formación Río Cuarto (Blarasin et al., 2000a).

Durante el Holoceno bajo y medio dan condiciones ambientales más húmedas coincidentes con el *Optimum Climaticum*, que favorece la reinstalación de las redes de drenaje, ambientes leníticos y desarrollo de suelos en los interfluvios, que fue denominado como Geosuelo Las Tapias por Cantú (1992). En el Pleistoceno – Holoceno se sitúa un evento tectónico importante ya que durante la reinstalación de los cursos, se observan desmembramientos y desconexiones del área serrana (Degiovanni y Cantú, 1997), así como también la identificación de estratos pleistocenos dislocados y desplazados en la escarpa de la falla Las Lagunas. Las secuencias fluviales son de mediana a baja energía y granodecipientes e integran la Formación Arroyo Las Lajas (Cantú, 1992).

El Holoceno superior, con condiciones climáticas secas y semiáridas, favorece la depositación de secuencias limo-arenosas muy finas, denominadas por Cantú (1992) como Formación Laguna Oscura, la que presenta morfología de dunas longitudinales actualmente disipadas y discontinuas. Este período seco se extendió entre los 3500 a 1400 años a.p. (Iriondo, 1999), instalándose con posterioridad las condiciones climáticas actuales, predominantemente húmedas. Este último fue interrumpido en tiempos históricos por condiciones más áridas, asociadas a un nuevo avance glacial, que se conoce como Pequeña Edad de Hielo (800-200 años AP, Iriondo, 1992), al que se le asigna el origen de las dunas parabólicas características de esta zona en los actuales sistemas lagunares.

En el Plioceno-Pleistoceno el régimen compresivo es dominante y continúa hasta la actualidad y queda evidenciado por la ocurrencia de numerosos terremotos leves a moderados, superficiales, por la frecuente actividad microsísmica, las modificaciones en las redes de drenaje, ya sea en el sentido de escurrimiento o en lo que refiere a los ritmos de erosión y la presencia de unidades antiguas en los bloques elevados por encima de unidades modernas.

CAPÍTULO III

**CARACTERIZACIÓN
HIDROMETEOROLÓGICA E
HIDROGRÁFICA**

III.1.INTRODUCCIÓN

El ciclo hidrológico describe el movimiento continuo del agua en la superficie del planeta y, como tal puede considerársele como un continuo, aunque arbitrariamente se suele fijar como un inicio al agua que se precipita sobre el terreno, entonces, la precipitación daría origen al agua superficial y subterránea. Para realizar cálculos hidrológicos es necesario estimar la precipitación caída en una determinada cuenca hidrográfica, la que se define como un área en la que el agua de lluvia que se drena por escorrentía superficial, sale por un mismo y único punto de la red fluvial, situado a una cota más baja (Escuder et al., 2009).

En la región las precipitaciones dominantes son de alta intensidad y es por ello todos los sistemas fluviales tienen un régimen torrencial, favorecido por las características geológicas y el modo de ocupación del territorio en los distintos ambientes. La cuenca del río Cuarto es la que más responde a este tipo de funcionamiento, con crecientes en áreas medias y bajas resultantes de precipitaciones muy intensas en las sierras. En general, los sistemas superficiales derraman en las llanuras del centro-este provincial, que constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo y, por sus dimensiones son importantes colectoras de lluvias locales (Degiovanni et al., 2005).

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, se intentará mostrar como las intervenciones antrópicas realizadas a lo largo de las últimas décadas sobre la mayor parte de las cuencas del sur de la provincia han alterado dramáticamente el funcionamiento de los bañados del Saladillo y su condición de nivel de base del río Cuarto, haciendo énfasis en que esta área históricamente es la receptora del agua y del sedimento que proviene del mismo curso. Es por esta razón que se infiere que el desbalance hidrológico experimentado por el bañado no reside solamente en un cambio en las condiciones climáticas de la región si no que se relaciona directamente con la actividad humana.

El tratamiento climático persigue propósitos diferentes según la posición en la cuenca, así el análisis de las precipitaciones en cuenca alta se realiza por su incidencia en el régimen de crecidas del río Cuarto y sus consecuencias en las inundaciones, mientras que el estudio en la cuenca baja, específicamente de los excesos hídricos en los Bañados, trata de caracterizar el estado de saturación y por ende su capacidad receptora.

III.2.CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA

En el sur de Córdoba domina un clima del tipo Mesotermal con variaciones en el régimen hídrico, desde Subhúmedo – Húmedo en el NE y NO, a Subhúmedo seco al SO (Fig. III.1). En lo que refiere al régimen térmico, este se caracteriza por un invierno relativamente riguroso y un verano moderadamente cálido, con temperaturas medias que rondan los 16°C, donde los valores medios máximos se concentran en el mes de enero con 23°C y mínimos de 9°C en julio (Degiovanni et al., 2005)

Las precipitaciones en la provincia provienen principalmente del anticiclón atlántico, correspondiendo el 70% de la precipitación media anual a los procesos frontales, es decir, con la intervención de más de una masa de aire (Capitanelli, 1979). Las lluvias se concentran principalmente en los meses de primavera – verano, abarcando un 80% del total, mientras que el 20% restante se registra en los meses de otoño – invierno, siendo 800mm un valor promedio para las precipitaciones dentro del área de estudio. Estas disminuyen desde el NE al SO, lo que marca la influencia del aire cálido y húmedo procedente del Atlántico.

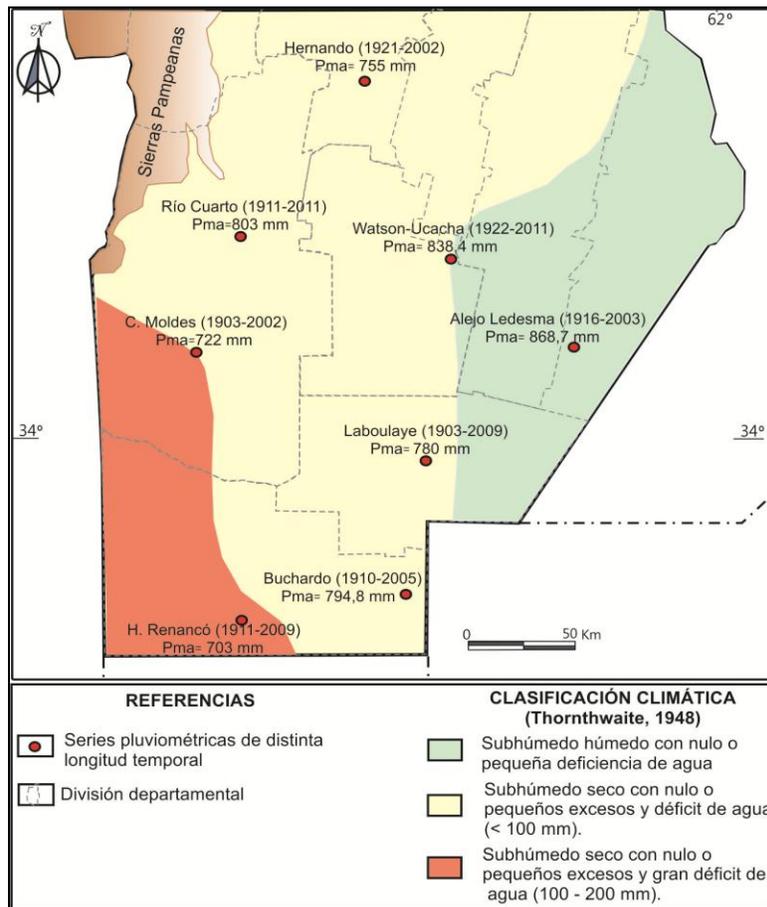


Figura III.1: Clasificación climática para el sur de Córdoba. Tomado de Maldonado (2014).

La evapotranspiración potencial media anual para toda la llanura y piedemonte del sur de Córdoba es del orden de los 820mm (Capitanelli, 1979), a excepción de la porción SO en donde la necesidad de agua supera los 850mm. De acuerdo con el balance hídrico modular realizado en la región, el cual abarca todas las estaciones del año, se observa que el déficit hídrico se incrementa hacia el SO, mientras que hacia el N, NE y E se observan períodos con excesos, los que se concentran principalmente en la estación húmeda, y formaran parte del escurrimiento superficial o recargarán el acuífero freático.

La dirección predominante de los vientos es norte, noroeste y sur, con una velocidad media del orden de 14 km/h. Las velocidades máximas se registran desde fines de agosto hasta octubre, con ráfagas que pueden alcanzar los 100km/h.

III.3. ANÁLISIS DE PRECIPITACIONES Y EXCESOS HÍDRICOS

El área de estudio que corresponde a los bañados del saladillo se configura como una zona de descarga regional para el agua subterránea y superficial, por su condición deprimida estos bajos son por excelencia los receptores de los excesos hídricos de toda la cuenca del río Cuarto como también de la mayoría de las cuencas del sur de la provincia y es a causa de esto que se realizará el análisis teniendo en cuenta los datos recabados por Andreazzini (2015) para la cuenca del río Las Cañitas, ubicado en las Sierras de Comechingones y que forma parte de la cuenca alta del río Cuarto, y el estudio realizado por Chiappero (2013) en los Bañados del Saladillo, que coincide geográficamente con este trabajo.

III.3.1. Cuenca Alta del río Cuarto.

Las características climáticas de la cuenca alta del río Cuarto son de suma importancia debido a que influyen fuertemente el comportamiento hidrográfico de los distintos cursos que la conforman, principalmente definiendo su régimen de crecidas, así como también el aporte de sedimentos aguas abajo. Las variables climáticas dentro del sector serrano difieren en relación a las registradas en el extraserrano (Capitanelli, 1979; Gorgas, 2003; Blarasin, 2003) y es por esto que en el análisis realizado por Andreazzini (2015) se las ha diferenciado. Para caracterizar las precipitaciones de la región se analizaron cuatro series de lluvias, dos ubicadas en el sector pedemontano (estaciones Las Tapias y Los Chañares) y dos del serrano (estación Comechingones y La Cumbre).

El registro pluviométrico para la región serrana de la cuenca fue definido en base a los registros de la Estación Comechingones, donde los totales medios anuales fueron de 1184mm para el período 1985-1991 y de 898mm para 1994-1998 (González, 2002). En cuanto a la estación La Cumbre, esta abarca el intervalo desde septiembre del 2011 a diciembre del 2014, donde los totales anuales son de 826; 673,8 y 919,7 para los años 2012, 2013 y 2014, respectivamente. A pesar de su corto período de funcionamiento esta serie permite definir que entre los meses de octubre y abril se concentran las mayores precipitaciones, mientras que las mínimas se registran entre junio y agosto (Fig. III.2).

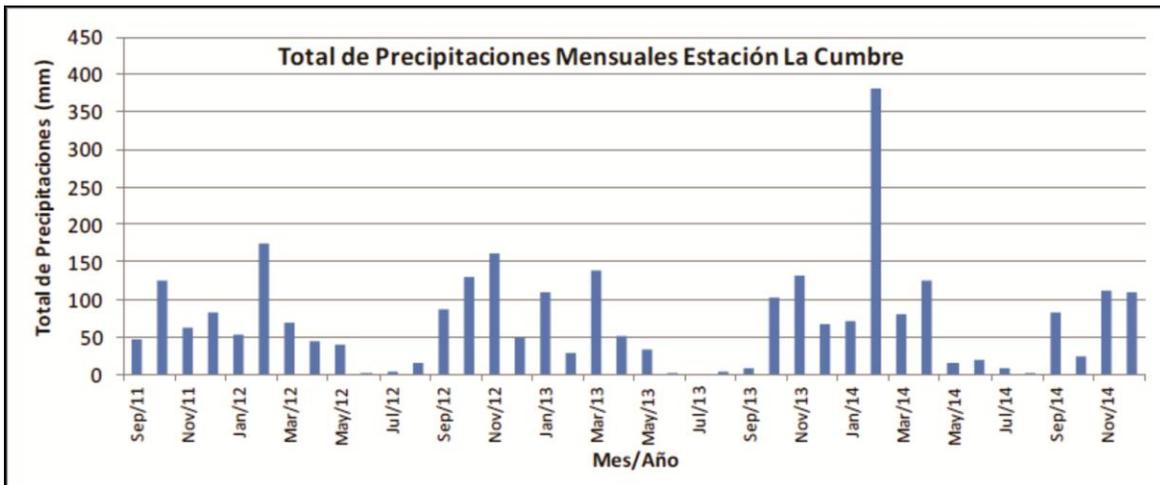


Figura III.2: Total de precipitaciones mensuales para la estación La Cumbre entre septiembre de 2011 y diciembre del 2014. Tomado de Andreazzini (2015).

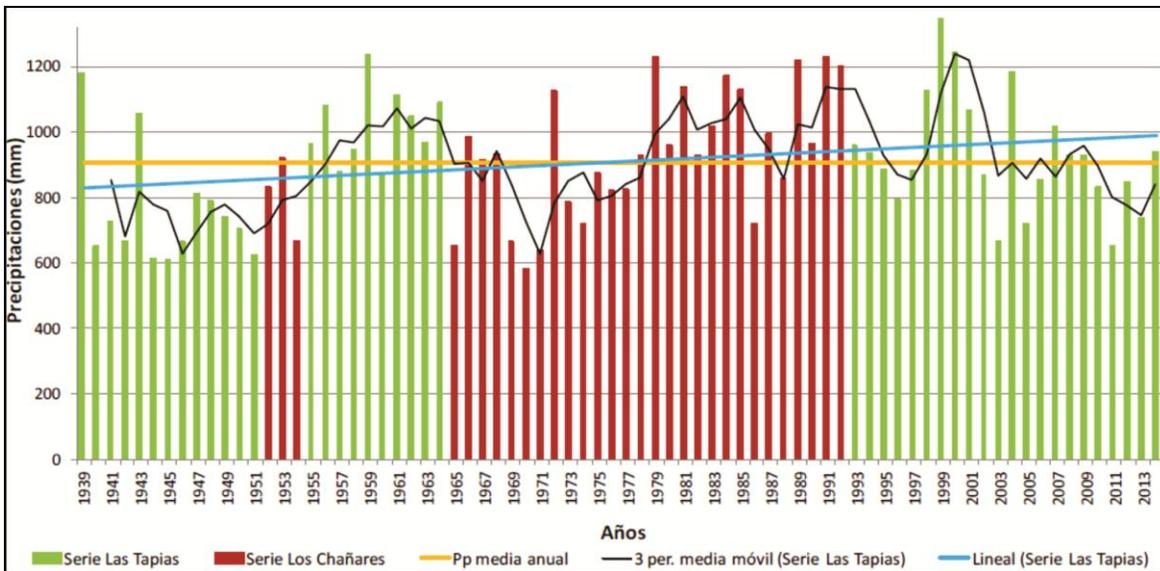


Figura III.3: Curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Las Tapias – Los Chañares en el intervalo 1939 - 2014. Tomado de Andreazzini (2015).

En el sector pedemontano se cuenta con los registros correspondientes a la estación Las Tapias y Los Chañares, que son los más extensos del área, éstos se describirán conjuntamente con los datos estadísticos principales y la distribución temporal de las precipitaciones. En la figura III.3 se muestra, a través de la línea naranja, la precipitación media anual para el intervalo 1939 – 2014, la que es de 909mm. En el año 1970 se registran las precipitaciones mínimas con un valor de 582mm (serie Los Chañares) y 1999 corresponde a la época más lluviosa con una media de 1348,3 mm (serie Las Tapias). Durante los primeros años de la serie se ve la alternancia entre períodos secos y húmedos y, a partir de 1972, comienza una tendencia creciente en las precipitaciones que en la mayor parte de los casos supera el valor medio.

Teniendo en cuenta el total de datos de la serie Las Tapias – Los Chañares, se obtuvo la distribución mensual de las precipitaciones, las que se concentran principalmente entre octubre y marzo, donde el máximo ocurre en diciembre (Fig. III.4).

El análisis efectuado sobre los períodos 1939 – 1971, el que es considerado como un gran ciclo seco, y 1972 – 2014, con condiciones más húmedas, advierte un incremento en la media de las precipitaciones en los años recientes, salvo en el mes de octubre. En ambos casos la distribución de las lluvias sigue el mismo patrón, con picos en diciembre, que decrecen en enero y febrero, y aumentan nuevamente en el mes de marzo. Se advierte un desplazamiento de las precipitaciones en el año, sobretudo en el último ciclo, ya que se incrementan desde noviembre cuando antes lo hacía desde octubre, y el mes de abril muestra un incremento en relación a los años pasados (Fig. III.5). Sin embargo, las estaciones de primavera – verano concentran el 81,6% de las precipitaciones (Andreazzini, 2015).

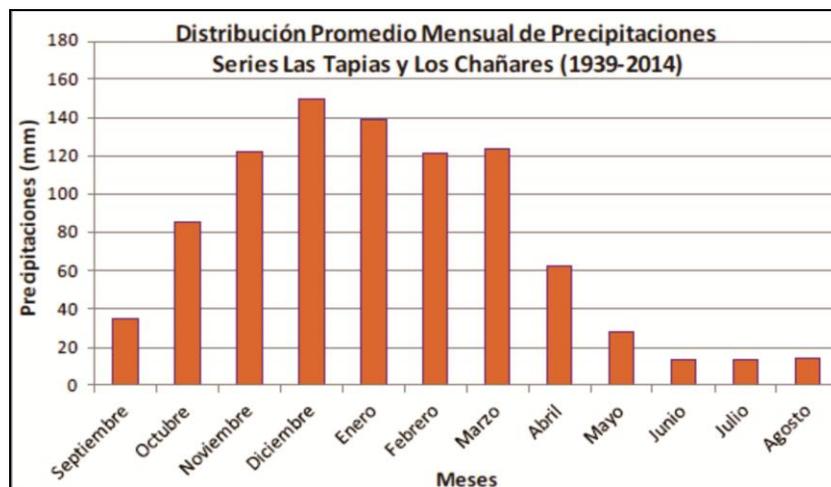


Figura III.4: Distribución promedio mensual de precipitaciones para la serie Las Tapias – Los Chañares. Tomado de Andreazzini (2015).

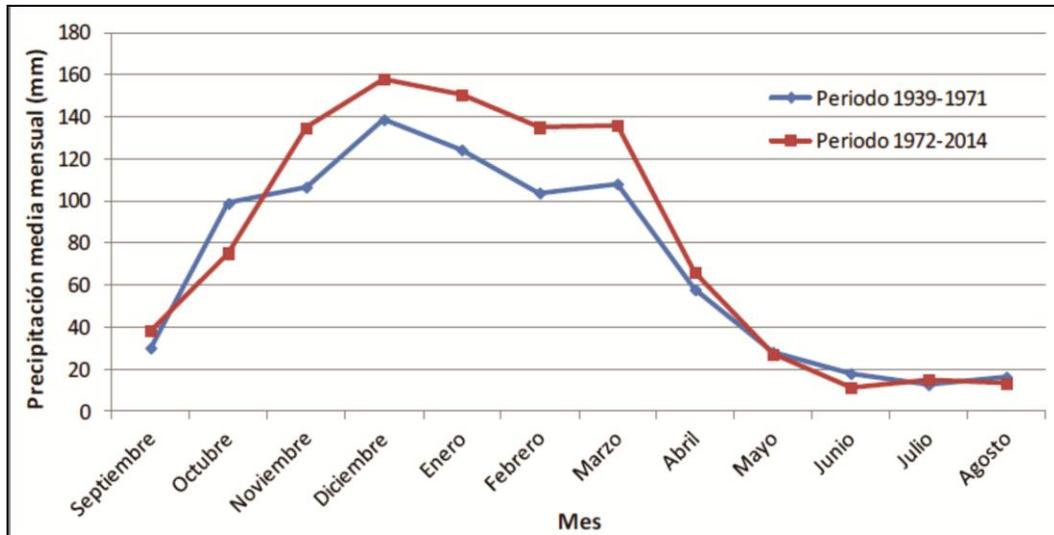


Figura III.5: Curva de distribución de las precipitaciones medias mensuales para los períodos 1939 – 1971 y 1927 – 2014. Tomado de Andreazzini (2015).

Para el sector serrano se tienen los registros de la estación Comechingones, estos muestran una mayor concentración de lluvias entre los meses de noviembre y abril, mientras que los menores registros se dan en los meses de junio y julio. En el caso de la estación La Cumbre, las mayores precipitaciones se ubican entre octubre y abril.

III.3.2. Cuenca Baja del río Cuarto.

Para analizar las precipitaciones se tuvo en cuenta la serie de años comprendida entre 1935 y 2011 (INTA Canals). Los mayores registros de precipitaciones ocurren en los meses de primavera – verano (36,1% y 39,8% respectivamente) con un porcentaje acumulado de 75,9% si se tienen en cuenta ambas estaciones, mientras que en otoño – invierno se dan los menores registros acumulando un 24,1% (Fig. III.6). Por otro lado, los mayores valores de precipitaciones medias se dan en el mes de marzo (126mm) y en agosto los menores (19mm).

En el análisis de la distribución anual de las precipitaciones correspondiente a la figura III.7, se muestra la precipitación correspondiente para cada año, la precipitación media anual que para toda la serie tiene un valor de 861mm y la curva de tendencia móvil cada 5 años.

En la gráfica se observa la alternancia de años húmedos y secos, si se toma como referencia la precipitación media anual (línea roja), y la línea de tendencia móvil, la que indica una sucesión de cuatro ciclos húmedos y cuatro ciclos secos. La serie comienza con un ciclo húmedo entre 1935 – 1941, con una media anual de 1020mm. En el período 1942 –

1955 se observa un ciclo seco con un promedio de 774mm. Posteriormente se vuelve a dar un ciclo húmedo con una media de 915mm entre los años 1956 y 1961. Durante el intervalo 1962 – 1968 el promedio es de 776mm, inferior a la Pma. Entre 1969 y 1980 se da el ciclo más húmedo con una precipitación media de 914mm. A partir de 1981 hasta 1996 se da un ciclo levente seco con 840mm. Por último se da un ciclo húmedo entre 1997 - 2002, con un valor medio de 1033mm, y uno seco durante 2003 – 2011, con un promedio de 738mm. Se observa que la serie se torna cada vez más seca hacia el final pero no se pueden aventurar conclusiones por falta de datos.

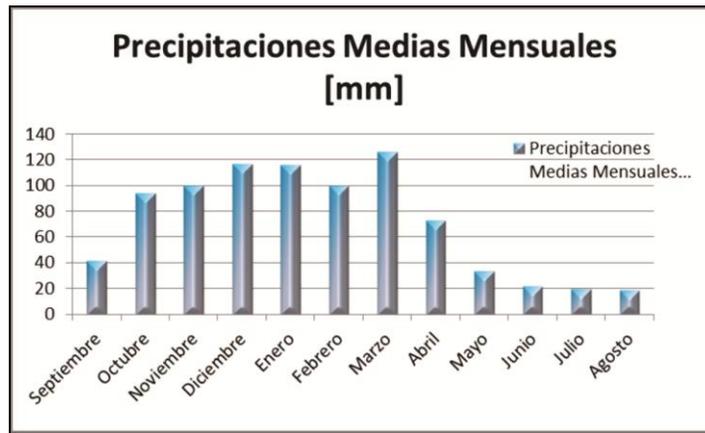


Figura III.6: Precipitaciones medias mensuales para la serie Canals (1935 – 2011). Tomado de Chiappero (2013).

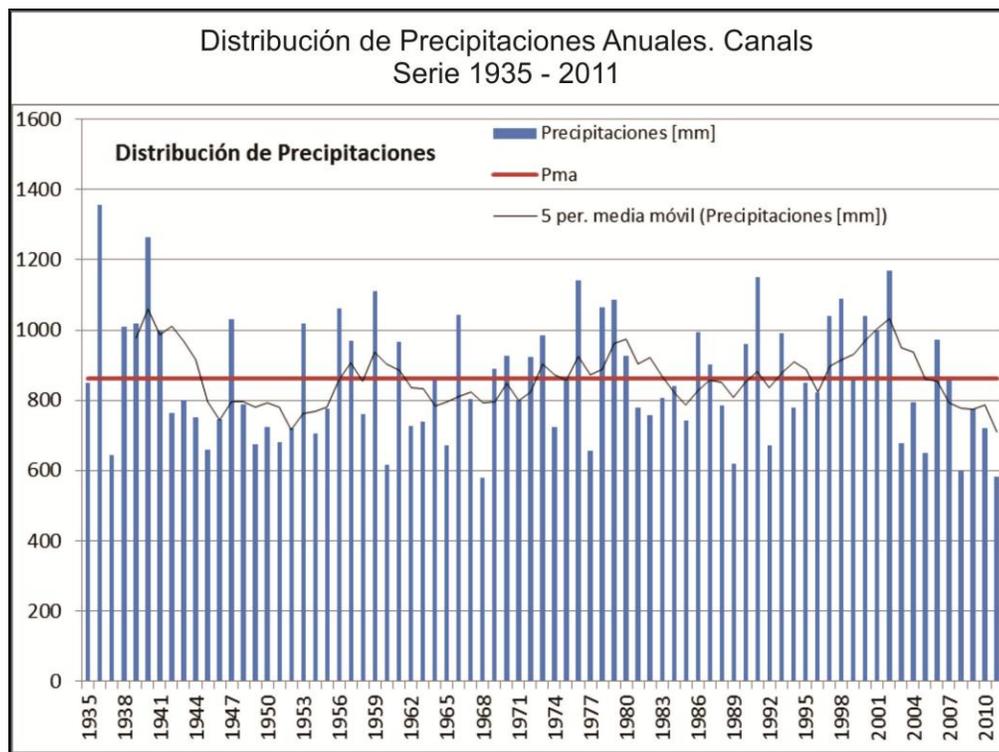


Figura III.7: Grafico de distribución de las precipitaciones anuales. Tomado de Chiappero (2013).

El balance hídrico modular, realizado por Chiappero (2013) sobre la base de la misma serie y teniendo en cuenta la *Evapotranspiración Potencial* (ETP) calculada con el método de Thornthwaite y Mather (1955), permite conocer la *Evapotranspiración Real* (ETR) y los excesos hídricos medios mensuales para el conjunto de datos. Como resultado se obtuvo que la ETP media mensual es mayor en los meses comprendidos entre noviembre y marzo, lo que se corresponde con la mayor radiación solar, y disminuye en otoño – invierno. Por otra parte, los excesos hídricos se concentran durante cuatro meses (marzo, abril, octubre y noviembre) lo que se vincula con las lluvias más importantes.

Mediante el balance hídrico seriado se describe en detalle el comportamiento del sistema y se observa la distribución de los déficits y excesos a lo largo del tiempo, que para la serie en cuestión resultó en excesos hídricos en la mayoría de los años siendo su valor medio anual 129mm. En la figura III.8 se muestran las tablas a y b, donde se establecen los distintos ciclos de la serie con excesos hídricos totales y excesos medios, los que fueron resumidos a partir de la interpretación de los datos obtenidos mediante el programa PDIWIN. Estos resultados pueden ser correlacionados con la curva cronológica anual.

Ciclos Húmedos		
Serie	Excesos Totales	Exceso medio
1936-1941 (5 años)	1501,1	250,18
1956-1961 (5 años)	964,4	170,73
1969-1980 (11 años)	1884,2	157,02
1997-2002 (5 años)	1617,8	269,63

Tabla III.3.a. Ciclos Húmedos. Serie Canals 1935-2011

Ciclos Secos		
Serie	Excesos Totales	Exceso medio
1942-1955 (13 años)	959,9	68,54
1962-1968 (6 años)	479,6	68,51
1981-1996 (15 años)	1654,4	103,4
2003-2011 (8 años)	618,7	68,74

Tabla III.3.b. Ciclos Secos. Serie Canals 1935-2011

Figura III.8: Tomado de Chiappero (2013). En la tabla a se muestran los intervalos de años correspondientes a los ciclos húmedos y en la b a los secos.

El comportamiento de las precipitaciones en gran parte de la cuenca siguen el mismo patrón y distribución, siendo los meses más lluviosos los correspondientes a las estaciones de primavera – verano, momento en el cual se generan los mayores excesos hídricos.

Por otra parte, a lo largo de los años se han ido sucediendo distintos ciclos secos y húmedos, en la cuenca baja del río Cuarto, los que presentan una distribución algo más

cíclica y con un claro decrecimiento en la cantidad de lluvia hacia el presente o al menos hasta el año 2011. Sin embargo, en la cuenca alta ocurre lo contrario ya que a partir de 1972 comienza a incrementarse la cantidad de lluvia hasta la actualidad.

Para finalizar, si se tiene en cuenta los balances hídricos realizados para la serie Canals, se puede advertir que siempre hay excesos hídricos, sin importar que ciclo domine, estos solo condicionan la cantidad de agua excedente que será menor en momentos secos y mayor durante épocas húmedas. Para el sector de los bañados esta situación se potencia, ya que como se señaló constituyen el nivel de base regional tanto de los escurrimientos de agua superficiales como subterráneos, afectando su capacidad receptora.

III.4.CAMBIOS HIDROGRÁFICOS DE LOS ÚLTIMOS 65 AÑOS

En este apartado se explicará, sobre la base cartográfica disponible para la región, las diversas intervenciones antrópicas que se han sucedido a lo largo de los últimos 60 años sobre en el sur de la provincia de Córdoba y como esto ha influenciado en el funcionamiento originario de los Bañados del Saladillo.

Para caracterizar las principales cuencas de esta área se tienen en cuenta los aspectos geológicos – geomorfológicos del sur de la provincia, que permite definir dos grandes ambientes hidrológicos. El primero se corresponde con la región serrana, planicies onduladas e intermedias, con redes de drenaje organizadas, en general permanentes y un nivel freático medianamente profundo. El segundo se asocia a áreas planas o deprimidas donde el drenaje es anárquico, el nivel freático se encuentra a poca profundidad o aflorando y proliferan los cuerpos lagunares o de bañados. Una característica sobresaliente del funcionamiento hidrológico de esta zona es el marcado carácter endorreico que posee la región, a pesar de que el hombre se ha empeñado en imponerle un carácter exorreico desde hace varias décadas (Degiovanni et al., 2005b).

La cartografía más antigua con que se cuenta para esta zona, cuando ya el régimen endorreico era dominante, es del año 1871 (Fig. III.9A). Claramente se observa que el curso del río Cuarto mantiene su traza hasta algunos kilómetros al este de La Carlota y a partir de allí se pierde en una zona de bañados que culmina cuando comienza el río Saladillo. Por otro lado, los sistemas de arroyos menores, como el Chucul y el Tegua, no se conectaban con los Bañados del Saladillo si no que terminaban infiltrando o en pequeños cuerpos lagunares (Sistema lagunar La Felipa). Además, todos los sistemas del sur de Córdoba no estaban conectados entre sí y conformaban cuencas aisladas.

En Degiovanni et al. (2005b) se presenta la red de drenaje regional y se demarcan seis grandes cuencas asociadas a las principales depresiones que actúan como colectoras regionales, estas son: 1) La cuenca de la Depresión del Saladillo; 2) La cuenca de la Depresión del Tigre Muerto; 3) La Depresión Oriental Principal (Curapaligüe – La Chanchera); 4) La Cuenca del río Quinto y depresiones asociadas; 5) Las cuencas aisladas de la Planicie Elevada Oriental y 6) El sistema de drenaje del Sudoeste provincial (Fig. III.10).

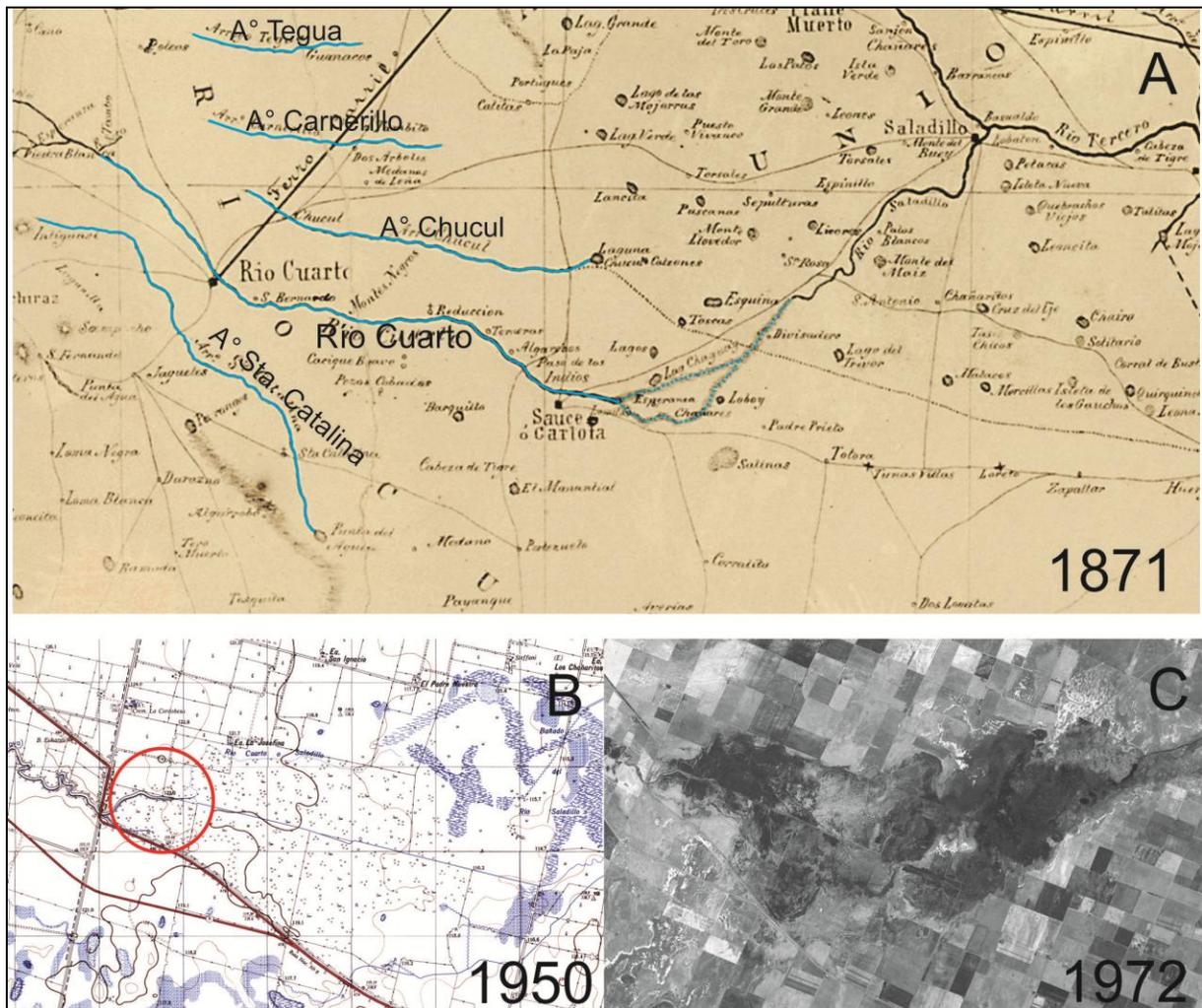


Figura III.9: A. Mapa del sur de la provincia de Córdoba del año 1871, aquí se señalan los principales ríos y arroyos; B. Carta topográfica Ea. El Once número 3363-27-2 del año 1950, donde se resalta con un círculo rojo la traza de canal aguas abajo del puente de Olmos; C. Fotografía Corona KH-4B donde se observa que solo se encontraba canalizado el curso del río Cuarto.

La situación mencionada se mantiene hasta 1950 como puede ser advertido en la carta topográfica Ea. El Once, número 3363-27-2 (Fig. III.9B), donde el último rasgo de canal

propriadamente dicho se traza unos 3 km aguas abajo del Puente de Olmos y a partir de ese punto se generaba un gran abanico de derrames que ingresaba a los bañados (unidad: Abanico de derrames recientes del río Cuarto, Fig. IV.1). Esta geoforma de acumulación constituyó una barrera física que interrumpió la continuidad de la depresión como también la conexión hidrológica entre los Bañados del Saladillo y el sistema lagunar La Brava – La Chanchera.

A su vez, en la hoja topográfica Wenceslao Escalante número 3363-22-3 de 1950, se observa que se consigna a la zona terminal de estos bajos como Bañados del Saladillo en lugar de río Saladillo, dando cuenta que no existía un curso permanente hasta esos años, lo que permite inferir que la región se anegaba receptando los excedentes de agua ocasionados por lluvias locales o por crecidas extraordinarias del río Cuarto, las que podían llegar hasta el extremo NE de los bañados y drenar por el río Saladillo.

La obra de canalización del río Cuarto fue realizada en el año 1952 (Nicolas Kulik com. per.), es en ésta época donde comienza a intervenir toda el área, y hasta 1972 era la única obra que existía dentro de los bañados. Posterior a esto, a lo largo de los últimos 30 años, se han realizado los mayores cambios en la región debido a que se derivó el caudal de toda la cuenca de la depresión oriental principal hacia los Bañados de Saladillo mediante la creación del canal La Brava y se canalizaron los arroyos Tegua y Chucul haciéndolos ingresar a estos bajos, a unos 10 km al Norte de la zona de estudio. También se extendió la canalización del río Cuarto hacia el norte a través de los sistemas lagunares mayores lo que ocasionó que estas se colmaten y/o desequen.

Todo esto ha alterado de sobremanera el funcionamiento de los bañados ya que originalmente eran capaces de almacenar y distribuir los caudales provenientes del río Cuarto dándole así su carácter endorreico pero, en la actualidad, las canalizaciones han modificado su funcionalidad transformándola en una zona de tránsito del agua y sedimentos provenientes de los canales y arroyos.

En la figura III.10 se muestra el resultado de los aforos, realizados el 09/09/2015 (Doffo et al., 2016), sobre los sistemas del sur provincial que ingresan a los bañados del Saladillo. Aquí el río Cuarto aporta un caudal de $4,8\text{m}^3/\text{seg}$, y puede ser considerado como el único ingreso de agua natural que existe en esta depresión, el canal La Brava, que conecta a los bañados de La Chanchera – La Brava con los del Saladillo, ingresa $4,1\text{m}^3/\text{seg}$, una cantidad equivalente al aporte del Cuarto, y que en conjunto duplican el caudal que transita por los bajos. Además, se conectan los arroyos Tegua y Chucul, que drenan las cuencas que se ubican al norte del río Cuarto, y que contribuyen con $6,8\text{m}^3/\text{seg}$ de agua entre los dos.

Si se suman los tres datos de caudal da como resultado $15,7 \text{ m}^3/\text{seg}$ lo que implica que no solo se ha modificado la morfodinámica de un ambiente de almacenamiento de agua y sedimentos por la de tránsito, sino que se ha triplicado los caudales originales (río Cuarto) que desaguaban en los bañados, y es por ello que se debió derivar los excesos hacia el río Tercero mediante canales artificiales incluyendo el mismo río Saladillo.

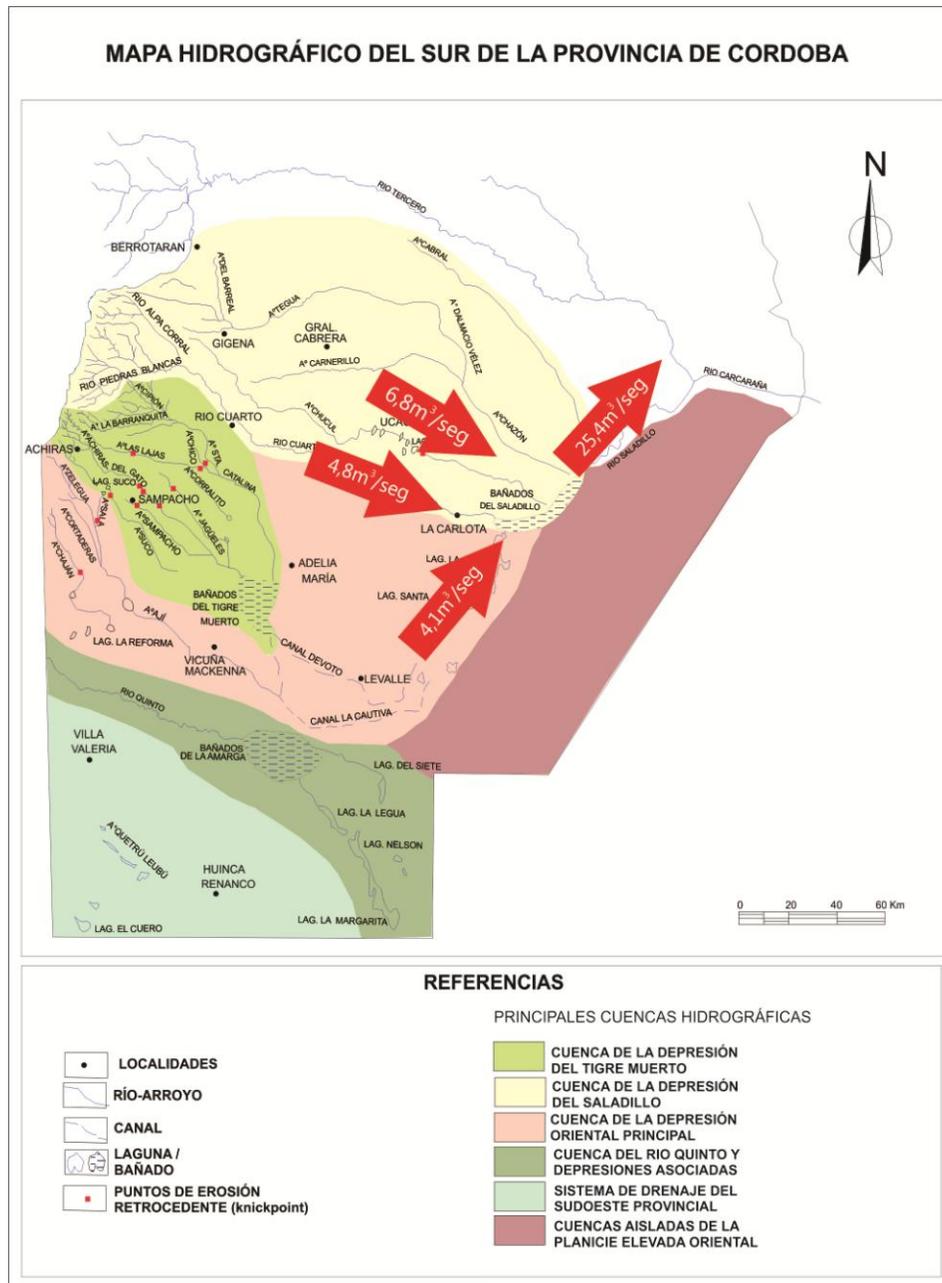


Figura III.10: Mapa hidrográfico del sur de la provincia de Córdoba modificado de Degiovanni et al., 2005b. Dentro de las flechas rojas se indica el caudal, en m^3/seg , que aporta cada sistema.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

IV.1.INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza la caracterización geomorfológica del área de estudio con la finalidad de obtener un mapa de unidades geomorfológicas con su respectiva descripción, teniendo en cuenta que en la región los procesos naturales están profundamente modificados por la acción antrópica.

En primer instancia se realizó un gabinete inicial que consistió en la recolección y lectura de antecedentes bibliográficos sobre la zona y el análisis de cartografía la que consiste en cartas topográficas del IGM, fotomosaicos, imágenes y fotografías satelitales Bing Map, Google Earth y Corona KH-4B principalmente. Utilizando el software ARcGIS se georeferenciaron imágenes Bing Map y Google Earth y en base a las mismas se confeccionó un mapa geomorfológico preliminar teniendo en cuenta las cualidades más sobresalientes del terreno que permitieran discriminar zonas con funcionamientos diferentes. Posteriormente se realizó un trabajo de campo para corroborar los límites propuestos en el mapa base fundamentalmente teniendo en cuenta la importante diversidad geomorfológica cuya disposición y funcionalidad generan un mosaico complejo de ambientes que se interrelacionan. Además se reconocieron morfologías características con el fin de enriquecer la descripción geomorfológica, haciéndola más completa y representativa.

Por último, se confeccionó un mapa geomorfológico definitivo y una descripción de cada unidad donde se detallan las características del relieve, su aspecto en imágenes satelitales, los procesos que dominan en cada una de ellas y su funcionamiento previo y posterior a la intervención antrópica.

A priori es posible distinguir dos grandes áreas separadas por la Falla del Saladillo (Villegas, 1996), la que presenta orientación NE-SO y un desnivel de 5m, ésta estructura define una morfología en bloques donde el elevado se ubica hacia el SE y el hundido hacia NO. Posteriormente se diferenciaron 4 unidades geomorfológicas mayores, en base a los procesos que originaron las formas del relieve así como también los cambios en la funcionalidad de ciertos ambientes producto de las intervenciones antrópicas de la última centuria.

Dentro del bloque hundido se delimitaron 3 unidades mayores, las que fueron separadas teniendo en cuenta los patrones morfológicos originados sobre la base de la coexistencia de los dominios fluvial, palustre y lacustre. El bloque elevado adquiere poca importancia a los fines del presente trabajo por lo que es considerado como una sola unidad.

IV.2.DESCRIPCIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

El fin de este estudio es la elaboración de un mapa geomorfológico (Fig. IV.1) donde se muestran las relaciones que existen entre los distintos procesos y ambientes, sumados a las modificaciones a causa de la intervención antrópica, con el objeto de relevar la alteración que han tenido las actividades humanas sobre su funcionamiento natural.

Si bien la falla del Saladillo es el elemento geomorfológico de primer orden que caracteriza al relieve y controla el emplazamiento de la depresión regional Curapaligüe-Saladillo, la escala del presente trabajo ha obligado a seleccionar otros ambientes geomorfológicamente relevantes, así la coexistencia de ambientes fluvioaluviales, lacustrinos y palustres, constituyen los elementos más representativos de la morfodinámica actual de la zona de estudio, y por ello ha sido el criterio seguido en esta clasificación. Se definieron dos niveles jerárquicos, siguiendo criterios genéticos y dinámicos, a continuación se nombran cada una de las unidades en las que se ha discriminado al área.

Unidad 1: Planicie Aluvial del río Cuarto.

- a. Paleofajas Fluviales del río Cuarto.
- b. Lomadas Arenosas de Interfluvio.
- c. Derrames Actuales.
- d. Alto La Escuelita.
- e. Abanico de derrames Reciente del río Cuarto.
- f. Faja Fluvial del río Cuarto.
- g. Derrames Distales.

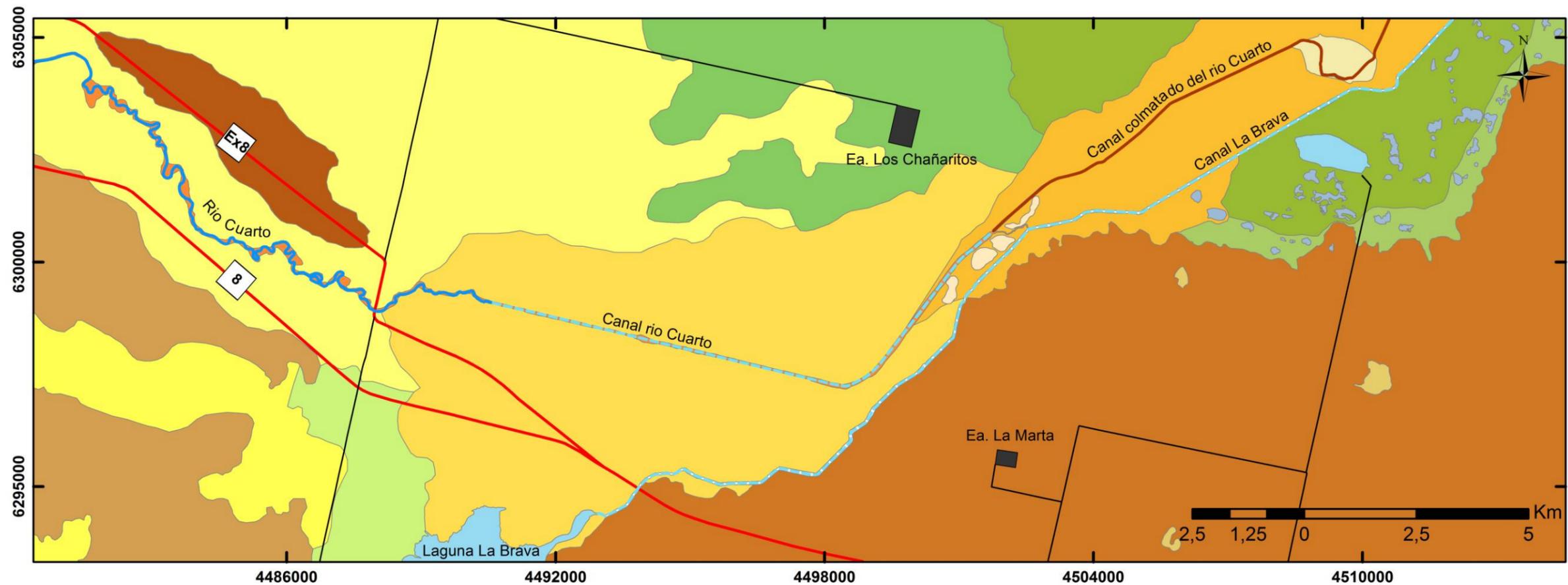
Unidad 2: Bañados del Saladillo.

- a. Paleofaja del río Saladillo.
- b. Bañados sin Influencia Aluvial.
- c. Bañados con Influencia Aluvial.
- d. Sistemas Lagunares.
 - i. Mayores.
 - ii. Menores.
 - iii. Cuerpos lagunares indefinidos.

Unidad 3: Bañados de La Brava.

Unidad 4: Planicie Loésica.

Mapa Geomorfológico



REFERENCIAS

Estancia	Unidades Geomorfológicas	g. Derrames Distales	ii. Sistemas Lagunares Menores
Rutas	1. PLANICIE ALUVIAL DEL RIO CUARTO	2. BAÑADOS DEL SALADILLO	iii. Cuerpos Lagunares Indefinidos
Camino Rural	a. Paleofajas Fluviales del Río Cuarto	a. Paleofaja del río Saladillo	3. BAÑADOS LA BRAVA
Red Hidrográfica	b. Lomas Arenosas de Interfluvio	b. Bañados sin Influencia Aluvial	Bañados La Brava
Curso	c. Derrames Actuales	c. Bañados con Influencia Aluvial	Laguna La Brava
Canal	d. Alto La Escuelita	d. Sistemas Lagunares	4. PLANICIE LOÉSICA
Canal Colmatado	e. Abanico de derrames Reciente del río Cuarto	i. Sistemas Lagunares Mayores	Planicie Loésica
	f. Faja Fluvial del río Cuarto	Laguna La Helvecia	Antiguas Lagunas
		Laguna Lavar	

Figura IV.1: Mapa geomorfológico de la zona de derrames del río Cuarto y los bañados del Saladillo.

IV.2.1.PLANICIE ALUVIAL DEL RIO CUARTO

En esta unidad, se reconocen morfologías tanto actuales como antiguas, con la complejidad de que algunas al estar intensamente modificadas por el hombre, encuentran alterado su funcionamiento y ubicación, ocupando ambientes que presentan otra funcionalidad morfológica, mientras que las formas antiguas, donde los cambios antrópicos son poco relevantes, se observa una correspondencia entre funcionalidad y posición.

IV.2.1a.Paleofajas Fluviales del río Cuarto.

Son rasgos lineales con sentido NO-SE que se ubican hacia el sur de la actual faja del río Cuarto, los mismos tienen sus nacientes o ápice unos 7 kilómetros al Oeste de la zona de estudio, algunos coincidentes con la ubicación de la localidad de La Carlota. En la zona de estudio se observan los extremos finales de dos de ellas.

A partir de imágenes satelitales y hojas topográficas se reconocen dos paleofajas, las que se presentan como franjas levemente deprimidas, irregulares y heterogéneas de 1 a 2 km de ancho, con tonalidad más clara que el terreno que las circunda, en las que se instalan pequeños cuerpos de agua de manera discontinua, en la ubicada más al norte se reconoce un paleocauce, aunque se sospecha, dada su cercanía, si su origen no podría pertenecer a derrames modernos del actual río Cuarto (Fig. IV.2). Resulta difícil su identificación en el campo, debido a su escasa expresión topográfica, y solo sería apreciable por su funcionalidad de conducir excedentes de algunos desbordes del río cuarto, lluvia o por los encharcamientos (ascenso freático) y ambiente de cañadas que aquí se desarrollan. Por su disposición y grado de preservación, puede advertirse que estas formas han migrado a lo largo del tiempo de sur a norte hasta la actual posición de la faja fluvial y en base a la pendiente regional que desciende en ese sentido, hacen presumir la posibilidad de un desplazamiento forzado tectónicamente, considerando que solo se cuenta con el dato de la pendiente regional obtenido del sitio Google earth y las cartas topográficas.

Se caracterizan por presentar una condición de drenaje impedido con el nivel freático muy próximo a la superficie o aflorando, de allí que la mayoría de ellos están ocupados por lagunas en rosario, permanentes o temporales que se anegan en los períodos húmedos. El ubicado al Sur, tiene un canal para evacuar excesos pluviales. Las depresiones que ocupan estos humedales no conservan sus formas primitivas ya que han estado sujetas a distintos ciclos de deflación, proceso que aun continúa en los periodos secos (Degiovanni et al., 2005; Blarasin, 2003; Chiappero, 2013).

IV.2.1b. Lomadas Arenosas de Interfluvio.

Esta unidad se relaciona directamente con la IV.2.1a (Paleofajas Fluviales del Río Cuarto) y se ubica en el espacio comprendido entre las mismas. Se corresponde con los altos topográficos muy leves y se visualizan como un relieve homogéneo y limpio, lo que puede ser observado en la figura IV.2. En superficie aflora material limoso a arenoso muy fino y masivo de origen eólico típico de esta zona correlacionable con la Formación Laguna Oscura de edad Holocena superior (Cantú, 1999), con escaso a medio desarrollo edáfico, que pueden corresponder a un Hapludol Entico o a un Molisol de acuerdo al porcentaje de materia orgánica presente.

Frenquelli (1925) distingue la existencia de loess primario y retransportado, a causa de ello es importante destacar la alternancia entre las facies fluviales y las netamente eólicas ya que los ríos modificaron estas secuencias, siendo las zonas de interfluvio los lugares donde los depósitos loésicos aparecen en su estado más inalterado.



Figura IV.2: Imagen satelital donde se indica la posición de las unidades Paleofajas fluviales en rojo y Lomadas arenosas de interfluvio en anaranjado. En amarillo (línea de puntos) se señala el límite Sur y Oeste de la zona de

IV.2.1c. Derrames Actuales.

Relacionada a los eventos de crecida del Río Cuarto, se trata de la unidad de mayor área surcada por múltiples canales con distinto grado de preservación (Fig. IV.3A) asociados a procesos de desbordamiento donde el río rompe albardones construidos artificialmente. La información recabada como la abundancia de rasgos de desbordes, indican que estos episodios se dan con mayor frecuencia en sentido noreste a partir del curso y con mayor intensidad, aunque también lo hace en menor medida hacia el Sur.

El amplio carácter areal de estos derrames está asociado al relieve plano y con pendientes casi imperceptibles del orden de 0,13%, donde los bajos topográficos son utilizados como zonas de conducción preferenciales. Sin embargo, estos son superados en su capacidad de evacuación por los excesivos volúmenes de agua y los desbordes se movilizan en forma mantiforme, cuya lámina llega a ocupar un ancho de cientos de metros abarcando un área de 92,8 km² (Fig. IV.3B). Cada episodio deja un depósito continuo, de granulometría dominante en la fracción de las arenas muy finas con un porcentaje en peso de 73,83% (Fig. IV.3C).

En cercanías al cauce presentan una morfología lobulada, la cual se observa disectada por pequeños canales por donde circula el agua, erosiona su propio depósito y da lugar a un relieve irregular algo notorio (Fig. IV.3D). La distribución de la sedimentación es la clásica para estos ambientes (crevasse splay) y que se caracteriza por dejar depósitos más potentes en cercanías al río los que decrecen en el sentido del avance del agua hasta hacerse imperceptible en las zonas más distales, conformando depósitos tabulares de algunos centímetros que solo quedan evidenciados por la falta de vegetación en superficie (Fig. IV.3E), aunque a través de imágenes satelitales los rasgos de conducción son bien claros y distintivos.

Datos aportados por el encargado de la estancia El Once, ubicada unos 8 km al Norte del río, indican que estos eventos ocurrieron en 2007, 2011, 2013, 2014 y tres veces durante el 2015, resaltando que en estas últimas décadas se han hecho más frecuentes, especialmente a partir de 1984 donde el agua llegó al casco de la estancia. A su vez la principal problemática señalada es que, *una vez que el río desborda, el agua no circula por los campos sino que se estanca y por ende, se pierden cosechas (com. per. encargado del establecimiento)*. Tanto la mencionada estancia como el meandro con los rasgos de desborde (Fig. IV.3D) no se encuentran dentro del área de estudio pero la zona entre ambos puntos es atravesada por los derrames, es por ello que se los ha mencionado aquí.

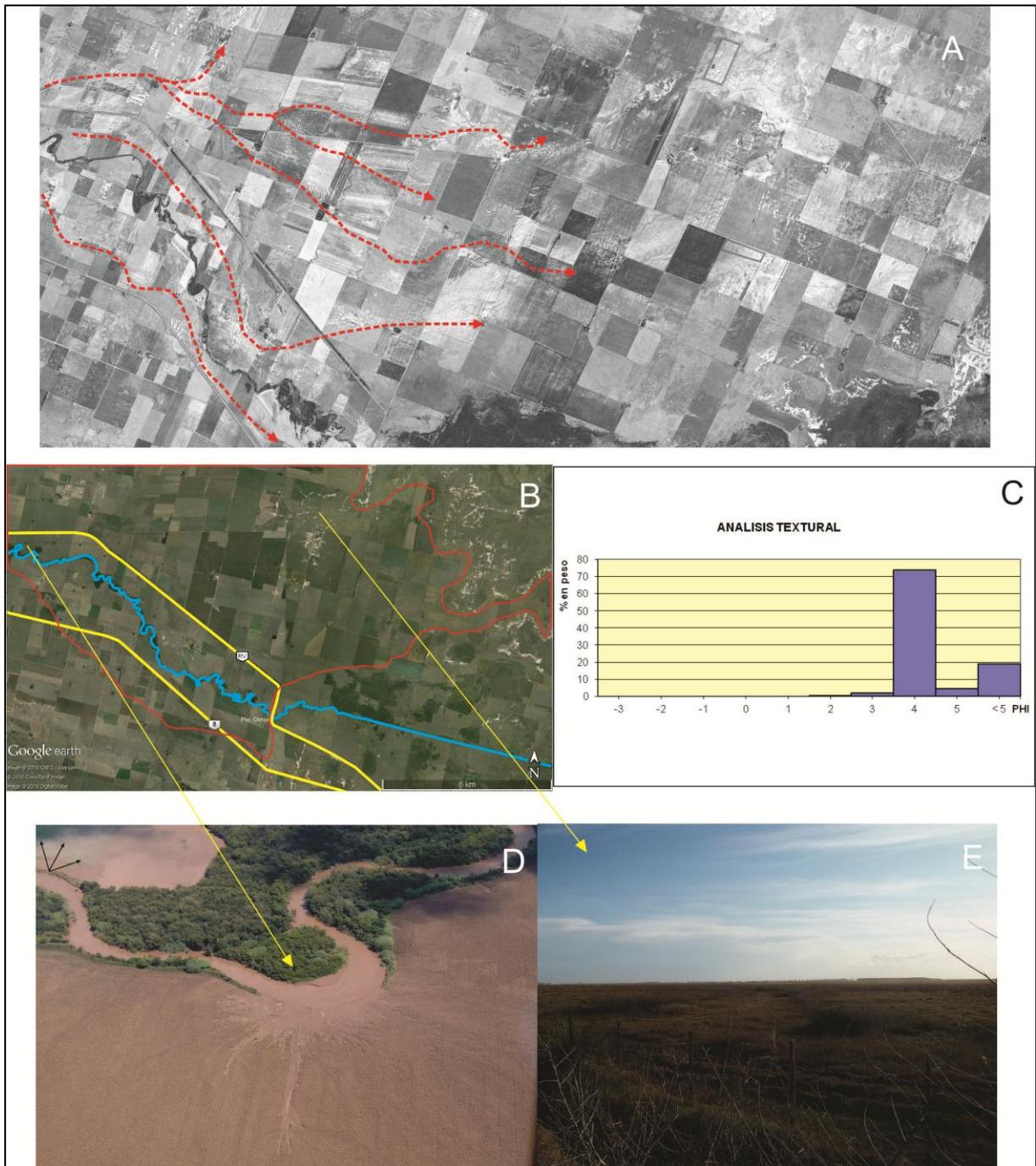


Figura IV.3: A Fotografía Corona KH-4B (1972) donde pueden observarse los canales que surcan la unidad, en rojo se señalan las líneas del flujo; B. Imagen en la que se resalta en rojo la unidad derrames actuales del río Cuarto; C. Gráfico % en peso vs phi obtenido en base al análisis textural de una muestra de desbordes, donde se destaca la fracción dominante de Phi 4 (arena muy fina); D. Fotografía aérea tomada durante la crecida del 05/03/2015 en la llamada curva de Cogorno, se puede apreciar la forma lobulada de los depósitos originados por la ruptura del albardón; E. Fotografía oblicua de la zona distal de los derrames ubicada aproximadamente a 8km en sentido NE del curso, notar el relieve plano y la vegetación discontinua.

IV.2.1d. Alto La escuelita.

Se ubica al norte del río Cuarto y su traza es prácticamente paralela al mismo, presenta una morfología elongada irregular que actúa como obstáculo físico para los derrames y es por ello que se la observa como una superficie limpia y sin depósitos de inundación actuales en su superficie (Fig.IV.4A). Se trata de una loma apenas elevada, fácilmente reconocible en las cartas topográficas y que presenta una diferencia de altura promedio de 0,8m entre la cresta y los terrenos circundantes (Fig. IV.4B, C).

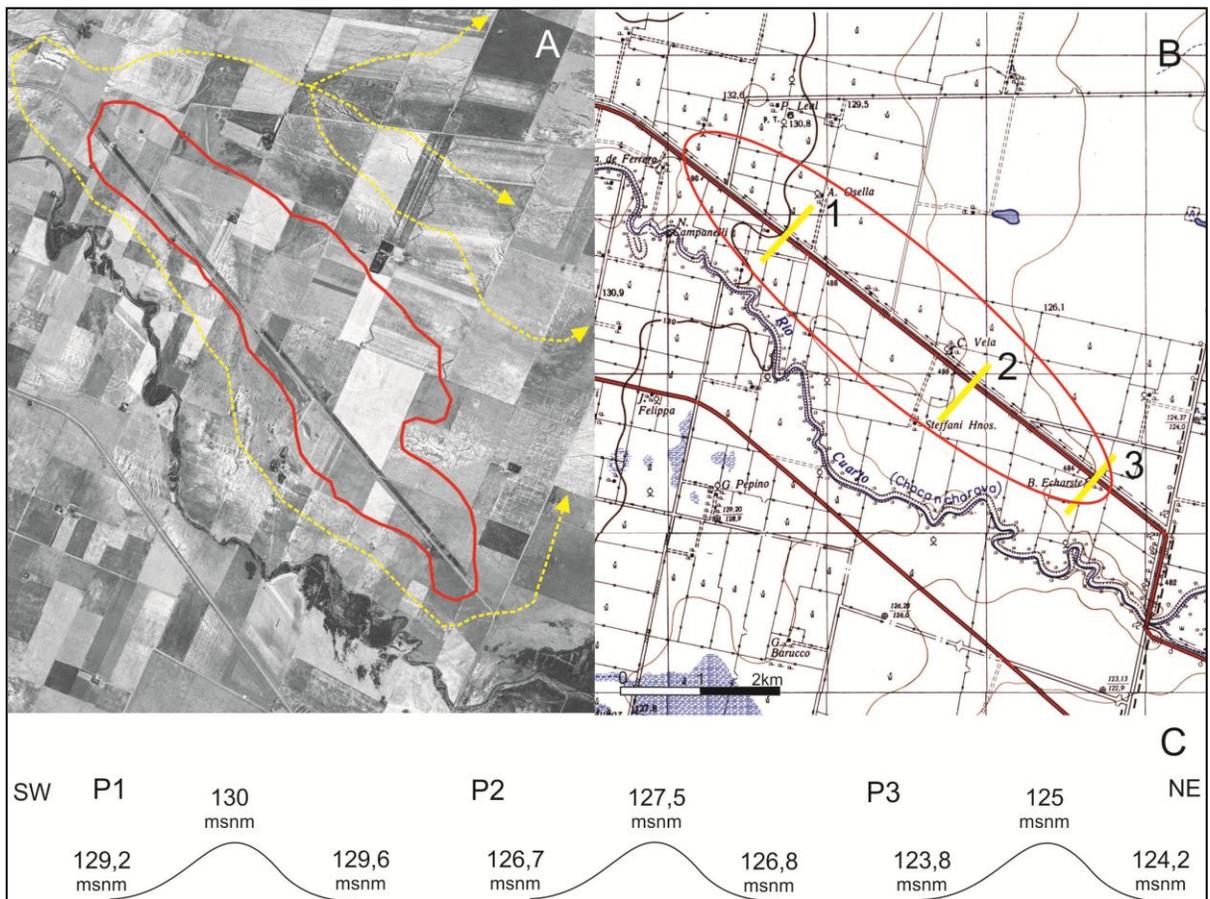


Figura IV.4: A. Fotografía Corona KH-4B, en rojo se resalta la forma del alto y en amarillo las líneas de escurrimiento que siguen los derrames del río Cuarto; B. Carta topográfica del IGM donde se señala en rojo el aspecto topográfico de la forma y en amarillo los perfiles de la figura que se encuentran por debajo; C. Perfiles esquemáticos donde se observa la diferencia de altura entre la cresta y los terrenos que rodean al alto.

IV.2.1e. Abanico de derrames Reciente del río Cuarto.

Esta unidad comprende la única morfología de abanico derrames aluviales más recientes del Río Cuarto, activa hasta el año 1952 aproximadamente, previo a su canalización, de allí que las morfologías de desbordes actuales están vinculadas a la canalización.

El extremo proximal se corresponde con el sitio donde culmina el cauce natural y a partir de allí el río derramaba (debido a la incapacidad de transportar agua y sedimentos), generando un abanico aluvial con un área aproximada de 63,67 Km² o 63.670ha (Fig. IV.5). Los datos recabados en una calicata, (C1) figura IV.5, revelan una sedimentación típica de planicie distal de abanico, donde se observan una sucesión de depósitos tabulares, asociados a la llegada de flujos de eventos de desborde dominados por arenas muy finas a limos con laminación muy fina que alternan con niveles lenticulares de arena fina. El análisis de las facies será tratado en el capítulo siguiente.



Figura IV.5: Imagen de satélite donde se delimita la unidad: Abanico reciente del río Cuarto en rojo. En anaranjado se señalan puntos donde se relevaron perfiles sedimentológicos y calicatas, denominados P y C respectivamente, en azul el río Cuarto y el tramo canalizado.

La canalización (realizada en el año 1952) posee aproximadamente 13km de longitud y un ancho medido en la sección de 19,8m (Fig. IV.6B), sus márgenes se encuentran albardonadas artificialmente y estabilizadas con vegetación. Hacia la izquierda el albardón se ubica a una distancia equivalente a dos veces el ancho del canal mientras que hacia la derecha se la ha realizado directamente en la orilla del curso. La misma modificó drásticamente la funcionalidad original de esta zona, y como consecuencia, su dinámica y las características de sus depósitos, ya que antes se comportaba como una llanura distal, de características palustres y con dominio de material fino que en la actualidad se encuentran cubiertos por depósitos de inundación. Como puede verse en la figura IV.6A, en ambas

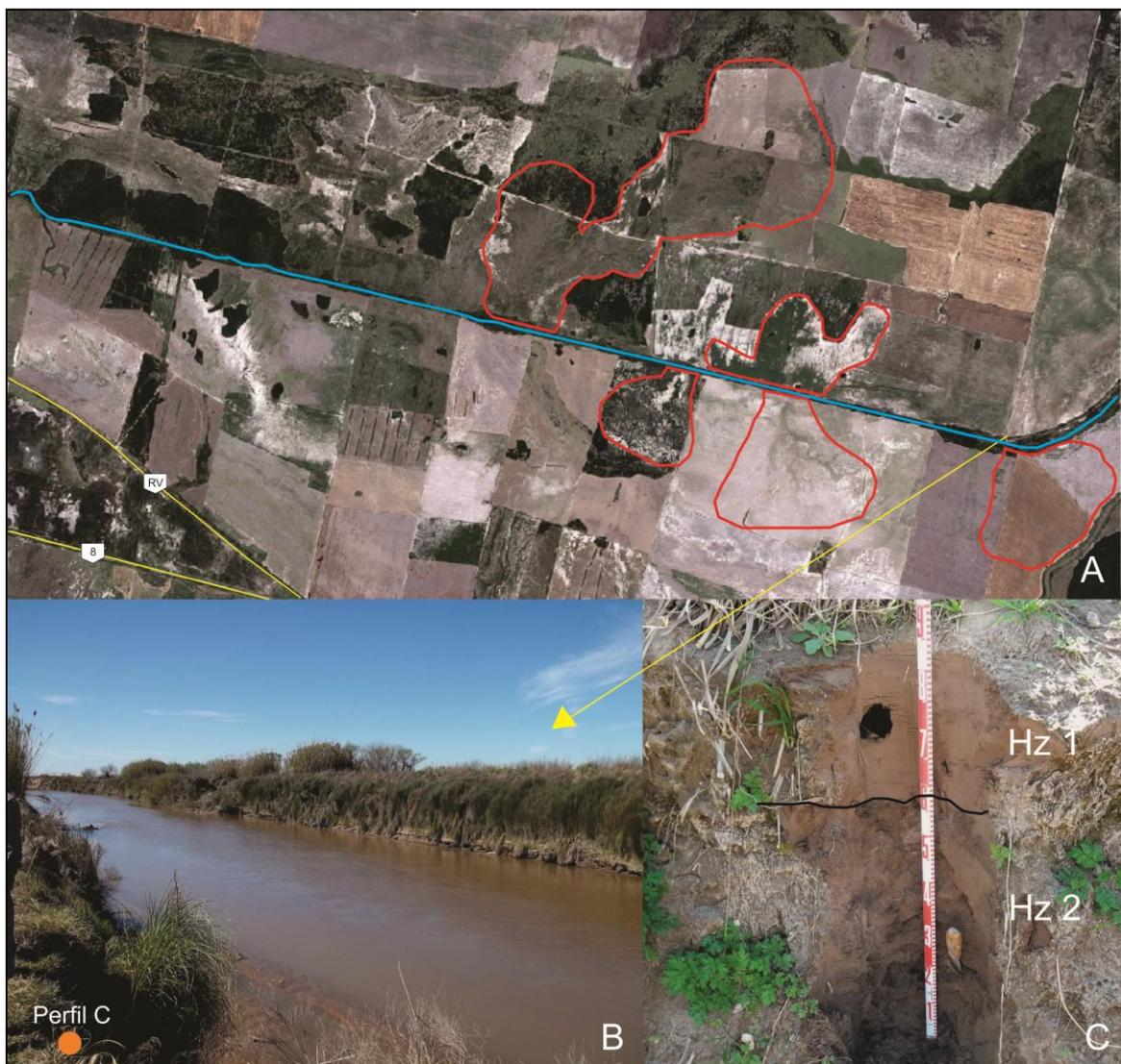


Figura IV.6: A. Imagen Bing Map donde se señalan en rojo algunos de los derrames actuales con una dirección marcadamente diferenciada de los originales; B. Tramo canalizado del río Cuarto; C. Perfil ubicado en la margen izquierda del canal.

márgenes del canal, y sobreimpuestas a las morfologías previas a la canalización, se observan rasgos de desbordes con forma de lóbulos de depositación generados por la rotura de las márgenes durante las crecidas de gran magnitud, lo que da lugar a un relieve levemente irregular, donde los excesos se canalizan, y otras donde se depositan. La dinámica de este proceso es similar hacia ambos lados del canal, solo se diferencian en el sentido del escurrimiento ya que, sobre la margen izquierda adoptan una orientación preferentemente N-NE y salen casi perpendiculares a la traza del canal, mientras que, en la margen derecha lo hacen en sentido SE principalmente. Los depósitos de la última inundación se diferencian por poseer un color más claro y masivo, reconocido como Hz1 en la figura IV.6C, por encima de horizontes más estructurados relacionados al tipo de sedimentación originaria de la unidad al que se la denomino Hz2, la escasa dimensión de estos desbordes son una medida del importante efecto confinante de las crecidas que produce el canal río Cuarto en esta región.

A lo largo de toda la unidad pueden reconocerse morfologías previas a la canalización que dan cuenta de un funcionamiento aluvial sustancialmente distinto del actual, así pueden observarse canales meandriiformes inactivos, con dirección S-SE y N-NE, los que presentan un ancho promedio de 19,12m, similar al cauce actual del río Cuarto y longitudes medidas de 3,55; 10,26; 8,41 y 6km hacia el sur, mientras que hacia el norte exhiben 6,94 y 10,3km, los mismos culminaban con pequeños abanicos de derrames pero en algunos casos generaban morfologías de cuerpos deltaicos importantes (Fig. IV.7C). En la carta topográfica puede notarse como estos antiguos canales se ubican en posiciones topográficas sensiblemente sobreelevadas, lo que permite el proceso de derrames hacia la llanura de inundación (Fig. IV.7A), configurando el relieve típico de ambientes de planicies aluviales. Como se señala en la figura IV.7B, los paleocauces se presentan en el terreno como depresiones anchas y escasamente profundas, muy suavizadas debido a la actividad agrícola, pero con un marcado desnivel lo que da lugar a un relieve ligeramente ondulado y posiblemente solo funcionen como zonas de escurrimiento preferencial para el agua de lluvia. En cercanías a la ruta Nacional N° 8, se encuentra un canal cuya sección presenta 14,3m de ancho y 3,23m de profundidad, el que quizás represente la forma más similar a la original de estos cursos antes de que la actividad antrópica se acentuara en el área, y complicara el grado de preservación de las formas ya que hacia el SW pierden expresión topográfica y visualización en la imágenes de satélite (Fig. IV.7D, E).

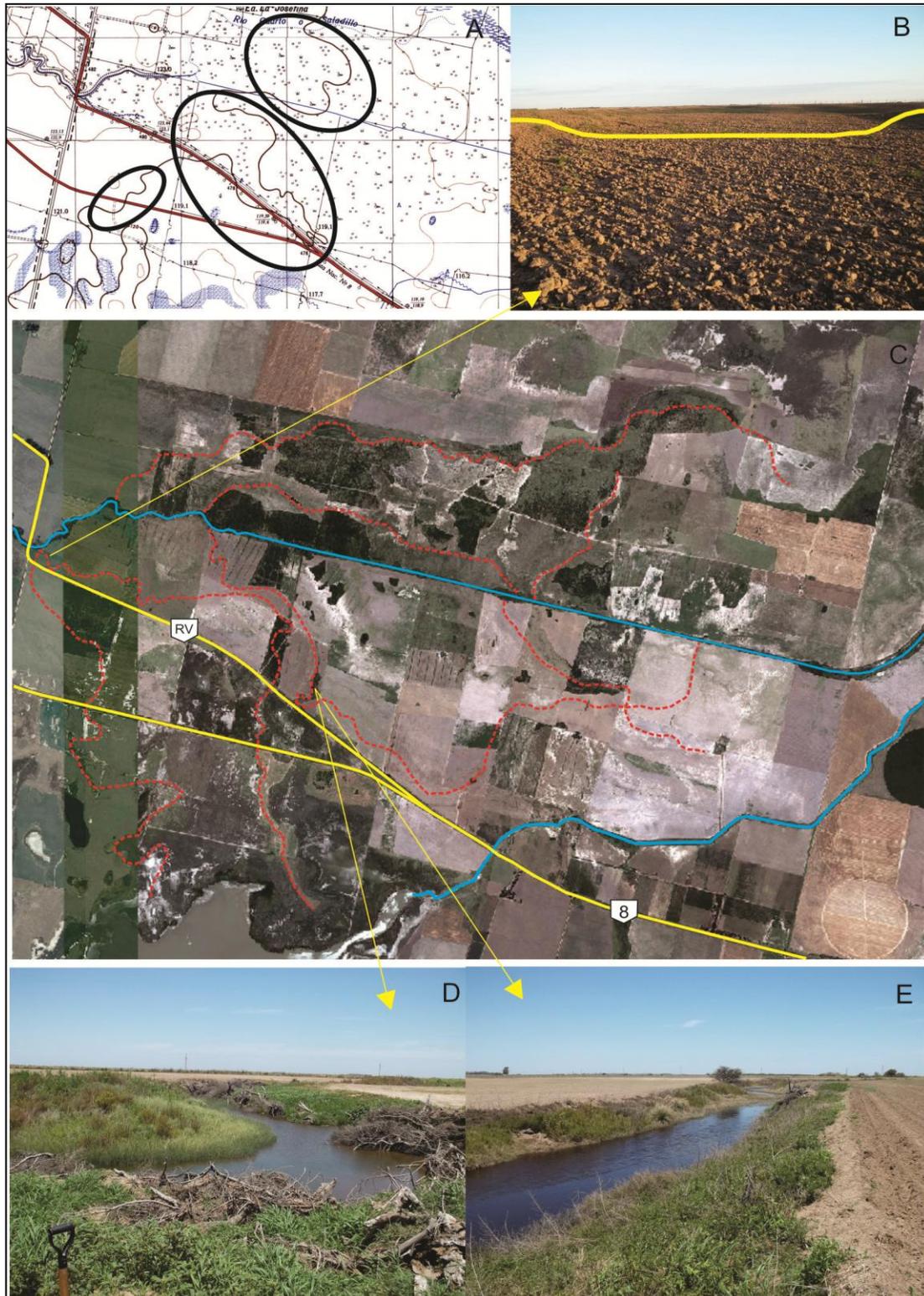


Figura IV.7: A. Carta topográfica donde se resalta en negro la relación topográfica entre el canal y la llanura de inundación; B. Vista de la sección transversal de un paleocanal; C. Imagen de satélite (Bing Map) con las trazas de los paleocanales en rojo; D-E. Canal inactivo en buen estado de conservación ubicado en cercanías a la ruta 8.

La presencia de estos paleocanales distribuidos en todo el plano aluvial reciente del río Cuarto es una característica típica de los abanicos húmedos, donde los procesos de avulsión constituyen un importante mecanismo en la morfodinámica de esos ambientes, definida como: *episodios de abandono súbito de un cauce de un río y la formación de uno nuevo, por pérdida de pendiente por colmatación* (Slingerland and Smith, 1998), un ejemplo de ello es el análisis sobre los procesos de avulsión actuales dentro del mega abanico del río Tacuarí, realizado por Assine (2005).

El autor divide al abanico en dos grandes áreas, la primera es la región superior del abanico en la que se instala un típico canal meándrico donde la avulsión es un proceso menor, mientras que a la segunda, la inferior, la califica como abanico con distributarios donde observa un cambio en el gradiente topográfico y destaca que el canal se encuentra topográficamente más alto que la llanura adyacente lo que induce un flujo superficial hacia las zonas más bajas. En algunos segmentos, la rápida sedimentación dentro del canal genera desbordes que erodan los albardones naturales, lo que ocasiona que el agua circule hacia afuera, es a causa de esto que se desarrollan múltiples distributarios los que incrementan progresivamente el agua drenada, proceso que culmina con el abandono total del canal inicial. Estos nuevos canales distribuyen el sedimento a lo largo de toda la planicie aluvial y los mismos vuelven a dividirse en numerosos canales que se cruzan, a medida que avanza aguas abajo el gradiente es cada vez menor lo que provoca que los canales pierdan expresión y el flujo se desconfine en extensos humedales, nótese la similitud entre esta descripción y las características morfodinámicas de la unidad.

Si bien los procesos de derrames desde estos paleocanales siguieron existiendo, tal como se mencionó, algunos de ellos funcionaron como canales alimentadores de cuerpos deltaicos distales que pueden ser clasificados como deltas digitados con dominio fluvial de acuerdo a su forma (Galloway, 1975), ya que muchos canales menores se desprenden de manera ramificada a partir del canal principal (Fig. IV.8). Se los clasifica de esta manera ya que se trata de una laguna continental y de escasa dimensiones, es por esto que el único factor que controla el desarrollo de los cuerpos es la acción fluvial.

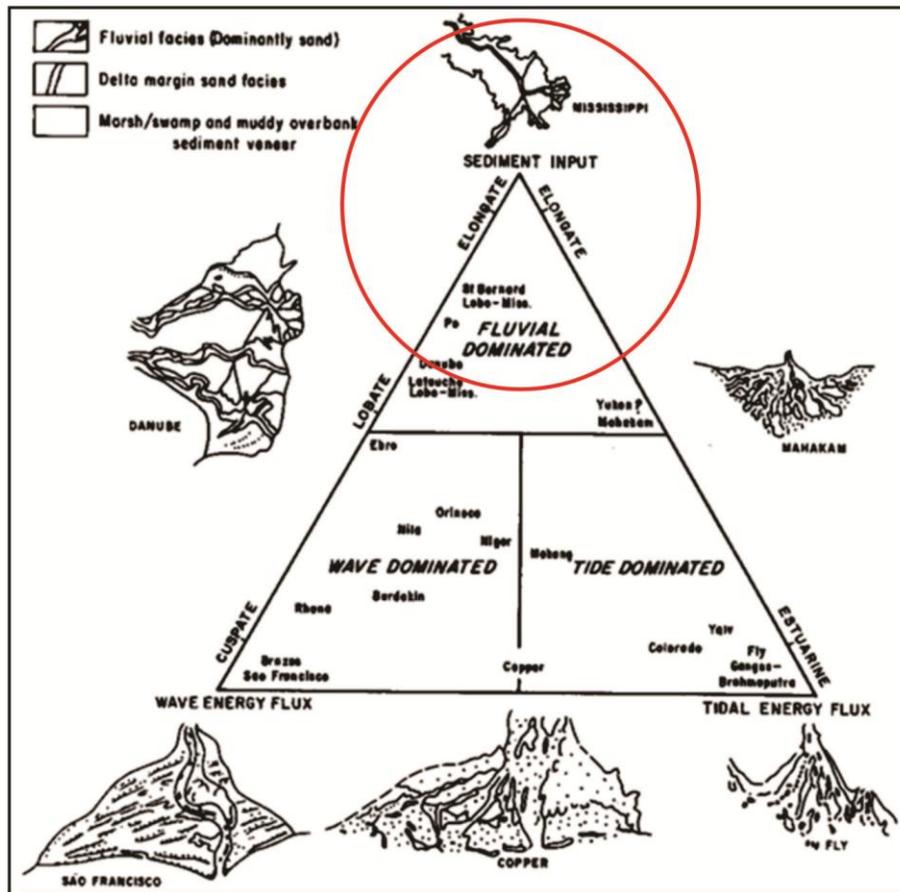


Figura IV.8: Clasificación genética de deltas de acuerdo al proceso dominante según Galloway (1975). Los reconocidos en este trabajo pueden encuadrarse dentro del dominio fluvial.

Para el caso de los deltas generados en la laguna La Brava, estos son reconocibles a través de imágenes satelitales (Fig. IV.9A,B,C) y, al no estar cubiertos por sedimentos modernos, se puede inferir que se trata de un rasgo relativamente reciente. En el terreno solo se aprecia una zona sensiblemente más elevada y no son visibles rasgos distintivos, se trata de un relieve muy plano donde apenas se denota un desnivel con un suave buzamiento en dos direcciones, sales en superficie y abundante vegetación, principalmente de agua dulce, presumiblemente tamarindos (*Tamarix ramosissima Ledeb*) (Fig. IV.9E).

A partir de la posición proximal de los deltas es posible reconstruir el probable borde occidental de una antigua laguna en la cual se desarrollaron, que podría ubicarse en los 117msnm aproximadamente (hoja Ea. El Once). Esto significa que posiblemente el área de este cuerpo de agua debió ser mayor y más estable que la actual laguna La Brava (Fig. IV.9D,F).

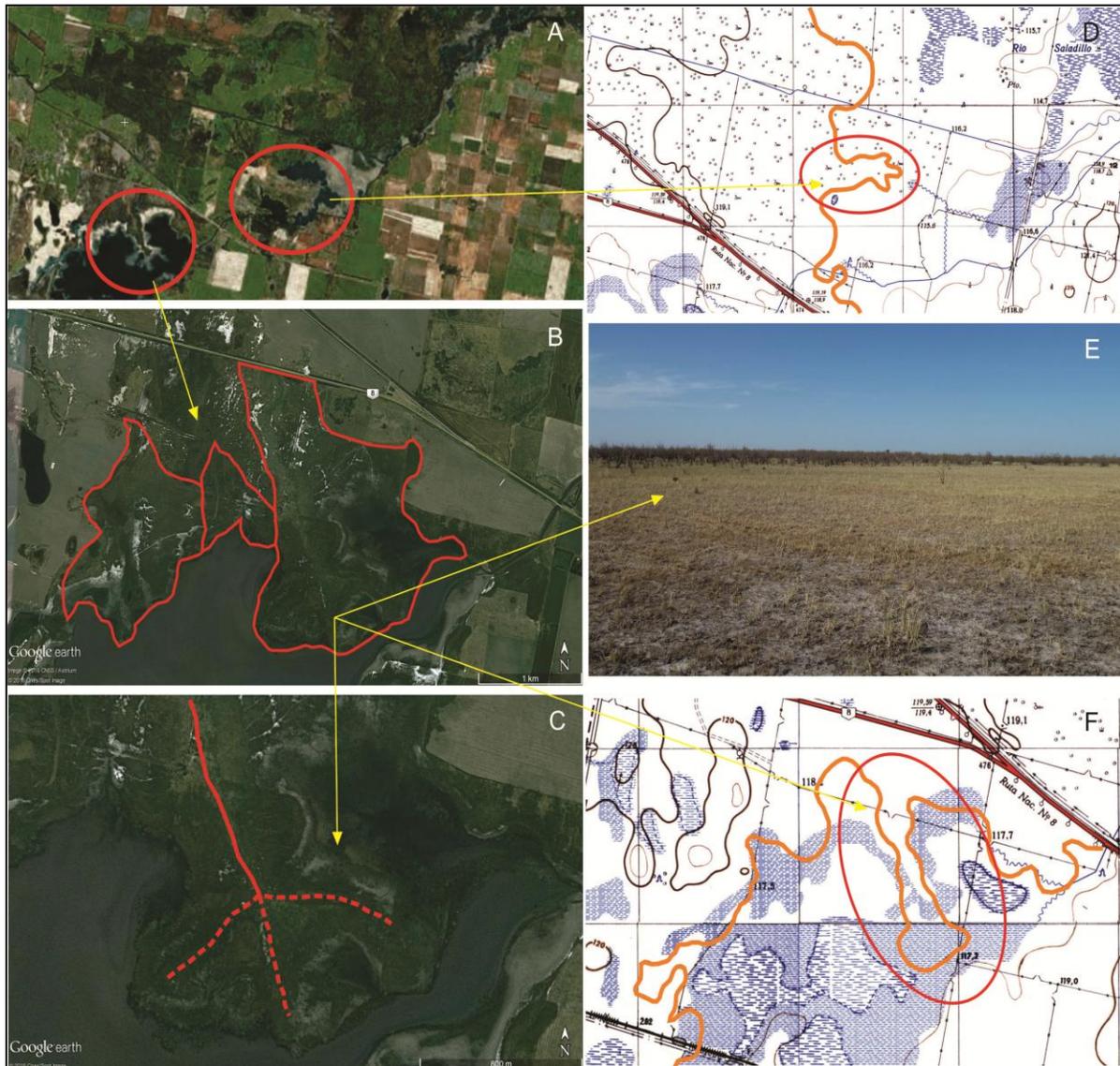


Figura IV.9: A. Imagen de satélite Bing Map donde se señalan los cuerpos deltaicos; B. Cuerpos deltaicos ubicados al norte de la laguna La Brava; C: Delta en el que se señalan los canales intradeltaicos y el canal alimentador; D. Carta topográfica en la que se aprecia la morfología del delta; E. Vista del relieve plano hacia el frente deltaico generado en laguna La Brava; F: Carta topográfica donde se señala en anaranjado la curva de los 117msnm y en rojo el rasgo topográfico de los cuerpos deltaicos.

Por otro lado, queda evidenciado que el río Cuarto aporta agua dulce al acuífero, esto se asocia con que el curso se encuentra a una cota superior que la llanura que lo circunda, producto del desarrollo del abanico de derrames, modificando la topografía de la depresión por los sucesivos eventos de desbordes que depositan sedimentos. Si bien en la actualidad el Abanico de derrames Reciente del río Cuarto no funciona como tal, se mantiene

topográficamente positivo, lo que lo constituye como el único aporte de agua dulce a los bañados.

En Doffo et al. (2016) se realiza un análisis hidroquímico del acuífero libre para el tramo final del río Cuarto y los bañados del Saladillo, donde se detecta una salinidad promedio de 4500 mg/L, definiendo para las zonas circundantes al río Cuarto aguas dulces <2500mg/L y del tipo bicarbonatadas sódicas. Las aguas con valores mayores y de tipo geoquímico clorurado sódico se ubican en el resto del área y están muy condicionadas por factores regionales debido a que los Bañados del Saladillo son una zona de descarga regional para el agua que proviene desde el Oeste de la provincia de Córdoba. También se definen direcciones de circulación preferencial del agua, (Fig. IV.10). Siguiendo la distribución de las líneas equipotenciales quedaron evidenciadas dos zonas de recarga preferenciales, las que se caracterizan por la divergencia de los filetes de flujo, una de ellas está asociada al curso del Cuarto. En el resto del sector se observa la convergencia de los filetes y es por ello que se la define como una zona de descarga de agua, que concuerda con el desarrollo de humedales en este lugar.

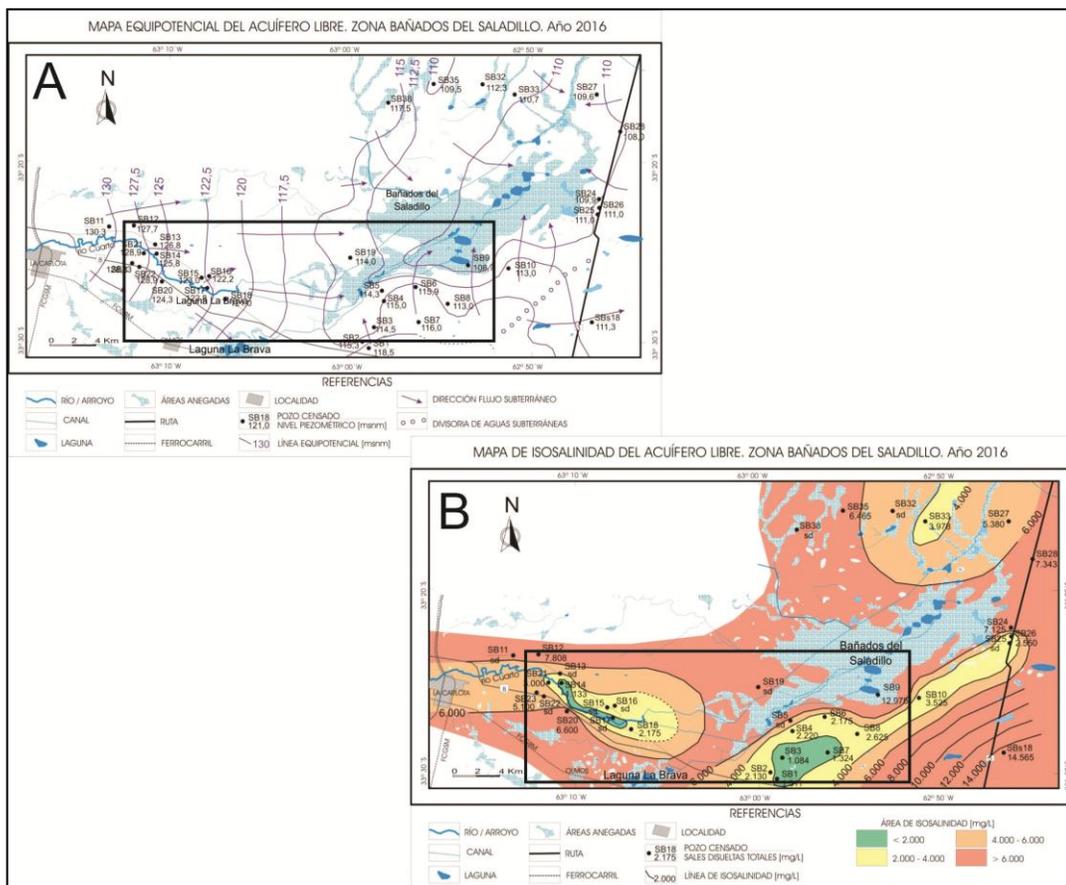


Figura IV.10: A. Mapa equipotencial del acuífero libre para la región; B. Mapa de isosalinidad del acuífero libre. Tomados de Blarasin 2016, en negro se resalta el área de estudio de este trabajo.

IV.2.1f. Faja Fluvial del Río Cuarto.

Incluye a los últimos 11 km de faja fluvial previos a la unidad 1e (Abanico de derrames Reciente del río Cuarto). Se trata de un canal aluvial, ya que circula por antiguos derrames que él mismo ha sedimentado, acarrea abundante carga en suspensión y circula por terrenos de pendientes muy bajas (0,13%), donde no se reconoce un nivel de terraza propiamente dicho si no que se trata de una llanura de inundación interna a la faja de meandros que es inundada periódicamente. Presenta un ancho promedio de canal de 17,5m, su diseño en planta es meándriforme de baja sinuosidad, calculado en base a la fórmula $S = Lc/Lv$, donde Lc es la longitud del canal y Lv la longitud del valle (Leopold y Wolman, 1960), que arrojo un valor de 1,38 y pueden observarse procesos de migración de meandros por rotación (Fig. IV.11). Un tratamiento más detallado de los parámetros geométricos de la faja fluvial será realizado en el capítulo 6.



Figura IV.11: Imagen donde se resalta en color rojo el proceso de migración de meandros por rotación.

A lo largo de casi todo el tramo se observan albardones artificiales en ambas márgenes, los que se encuentran fijados por vegetación natural como equisetos o “cola de caballo” (*Equisetum giganteum* L.) y variedades implantada como sauces (*Salix humboldtiana* Willd), “cortaderas” (*Cortaderia selloana*) y cañaverales (*Arundo donax* L.). Estas obras y la abundante vegetación sobre las márgenes son el principal obstáculo que enfrenta el río ante

una crecida ya que imposibilita la normal evacuación de agua y sedimentos hacia la llanura de inundación, en algunas situaciones generando un efecto de remanso hidráulico que implica una pérdida de velocidad, el ascenso del nivel del agua y la descarga del material dentro de su propio cauce generando bancos laterales, en una o ambas márgenes (Fig. IV.12B) y depósitos de inundación en el espacio comprendido entre el curso de agua y el albardón, lugar que funciona como llanura de inundación (Fig. IV.12C). Además, se tomaron datos de altura a ambos lados del albardón y en todos los casos resulto mayor en el lado externo que en el interno al canal, esa diferencia es una medida del espesor de la sedimentación lo que sumado a lo antes expuesto da indicio de las altas tasas de acreción vertical dentro de la estrecha faja fluvial.

Otro dato relevante es la predominancia de restos de cañas en los depósitos originados por los desbordes, observados luego de la crecida del 1 de Marzo de 2015, es probable que éstas generen entrapamientos vegetales dentro del canal que tiene 17,5m de ancho promedio, debido a que alcanzan hasta 6m de altura, son flexibles, difíciles de romper y se entrelazan generando grandes acumulaciones que el río acarrea (Fig. IV.12D,E). En el tramo final del río, donde el curso atraviesa los bañados del Saladillo, es el lugar en el que se producen frecuentemente las mayores obstrucciones naturales (Bomberos Voluntarios com. per.), proceso que potencia los eventos de desbordes aguas arriba.

Durante la entrevista con la Sra. Tilde Felippa cuya propiedad colinda con el río, (Fig. IV.12A 2), relató que...*durante las décadas del '60-'70 las obras de albardonado solo eran realizadas en las curvas de los meandros por los propios productores, años después estas obras se extendieron a lo largo de todo el curso, y cada vez debían hacerse más altos.* Otro dato de importancia se asocia con las rectificaciones, para el caso del meandro próximo a su casa, la obra fue realizada en el año 1958 por el estado provincial, mientras que la ubicada aguas abajo fue hecha por particulares cercanos al río. Destaca también que en todos los casos la rectificación solo fue útil hasta el momento de una crecida ya que fueron sedimentados y abandonados y el río volvió a tomar su curso natural. Por otra parte, su esposo el Sr. Catena, comentaba *que hace alrededor de 40 años, el río Cuarto presentaba aguas claras y un lecho arenoso del cual se extraía arena fina para utilizarla en la industria de la construcción e inclusive sostiene que él mismo consumía el agua directamente del curso. A partir de la década del '70-'80 el río comenzó a movilizar progresivamente mayor cantidad de materiales finos por lo que el agua se torno turbia.*

Estos valiosos relatos dan una idea aproximada de los cambios en el tipo y cantidad de sedimentos que transportaba del río respecto del actual régimen de carga.



Figura IV.12: A. Imagen de satélite, el punto 1 indica la posición en la que se tomaron las fotografías B, D y E, el 2 la vivienda de la Sra. Felippa y el 3 el campo del Sr. Stefanni ; B. Acumulación de sedimentos en la margen derecha del canal con la cobertura de cañas para protección; C. Fotografía tomada en el campo de Stefanni donde se observa el potente deposito de inundación dejado entre el albardón y el canal; D. Acumulación vegetal dentro del canal; E. Depósitos de crecida en la margen del

IV.2.1g. Derrames Distales.

Se trata de la actual zona de descarga de sedimentos del Río Cuarto, producto de la extensión de los desbordes por la prolongación de la canalización del curso hacia el ambiente de los bañados del Saladillo, esto trae como consecuencia que los depósitos fluviales avancen sobre los bañados, cuya morfología está constituida por múltiples derrames menores producto del rompimiento de los albardones artificiales del canal río Cuarto. Este cambio en la forma del derrame se origina debido a que se está forzando, por las canalizaciones, el proceso de descarga de sedimentos hacia el norte, incluso mas allá del área de estudio del presente trabajo, en zonas de bañados donde el ambiente que predomina es de tipo palustre y de muy escasa pendiente (0,23m/km).

En este nuevo lugar de acumulación un proceso común es la avulsión, el último evento tuvo lugar durante una crecida ocurrida los primeros días de marzo del 2015 donde se direccionó todo el escurrimiento hacia el canal artificial La Brava, distante unos 0,5km hacia el Este y que se ubica a una cota más baja que el canal río Cuarto (Fig. IV.13A). Los mecanismos de este proceso fueron descriptos en la unidad 1e (Abanico de derrames Reciente del río Cuarto) y este caso particular se originó en un sector del canal artificial del río Cuarto, a partir de un suceso frecuente en estas circunstancias como fue la obstrucción natural del flujo por la caída de vegetación sobre el canal, que se ubica aproximadamente unos 2km aguas abajo del punto de ruptura (Com. oral Sr. Carignano, Ea. Los Chañaritos), el obstáculo ocasionó la disminución de la velocidad del agua y con ello la sedimentación dentro del canal, como consecuencia de esto una pérdida de sección en un tramo del canal del río Cuarto, en el que se ha medido un espesor de sedimentos por perdida de carga de 1,8m encima del antiguo lecho (Fig. IV.13B,C). La sedimentación dentro del canal por pérdida de pendiente indujo el ascenso progresivo del nivel del agua, la ruptura del albardón y el consecuente desborde generando un abanico (Fig. IV.13D), una vez que el agua llegó al canal La Brava comenzó un pulso de erosión retrocedente evidenciado por tres cabeceras de retroceso establecidas a lo largo de un antiguo tramo de canal que fuera utilizado por el agua para llegar a unirse nuevamente al curso del río Cuarto (Fig. IV.12F,G).

Como el canal La Brava se encuentra topográficamente más bajo, provoca un ajuste del perfil longitudinal del nuevo curso, que queda evidenciado por la presencia de los rápidos señalados, esto implica que, de no mediar obra de reconducción, el canal río Cuarto quedará permanentemente conectado al canal La Brava.

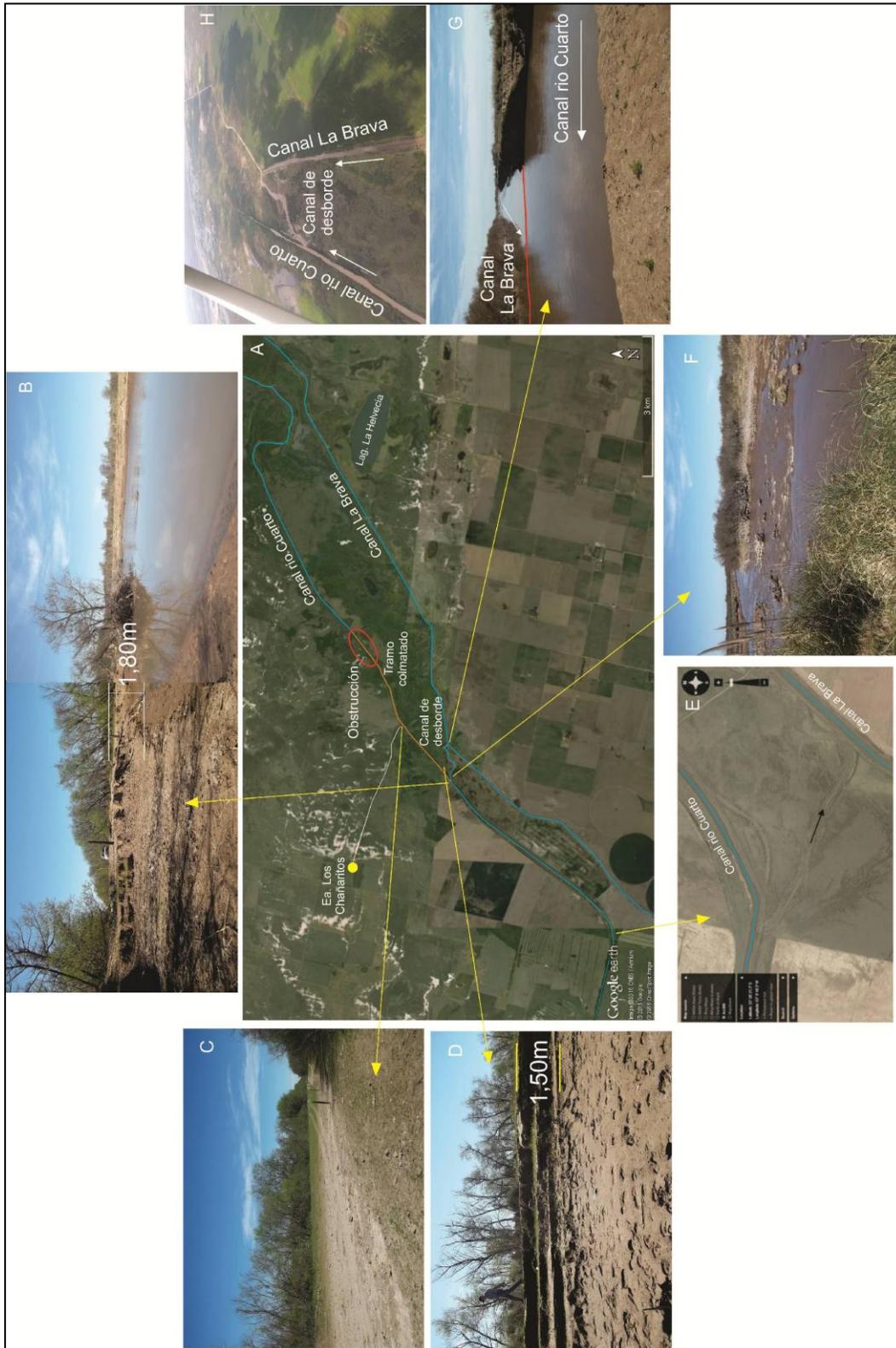


Figura IV.13: A. Imagen satelital donde se muestra una vista general de la zona; B. Vista entre el tramo colmatado y el nuevo curso de agua, puede apreciarse la diferencia de altura entre ambos; C. Vista aguas arriba del tramo colmatado; D. Depósitos horizontales del abanico dejado por el desborde previo a la avulsión; E. Imagen ArcGIS tomada de Flash Earth que muestra derrames y una antigua avulsión nuevamente, entre el canal río Cuarto hacia La Brava, que posiblemente ocurrió en el 2001; F. Cabecera de retroceso en el canal de avulsión, tomada el 08/09/2015; G. Unión entre el canal La Brava y el río Cuarto; H. Fotografía aérea mostrando el canal de avulsión entre ambos canales tomada cinco días después de la crecida del 05/03/2015.

Dentro de la unidad existían diversos cuerpos lagunares, en la figura IV.14, se compara la fotografía satelital del año 1974 (corona KH-4B) (A) con una Google Earth de año 2013 (B), donde se muestra como los desbordes del canal río Cuarto provocaron la progresiva colmatación de los cuerpos lagunares que conformaban el sistema de lagunas menores, como Los Chañaritos ($0,13\text{km}^2$), Las Toscas ($0,32\text{km}^2$) y La Salada ($0,14\text{km}^2$), sin embargo el caso más llamativo es la desaparición de la laguna Lavar, de gran porte, con un área de $1,28\text{km}^2$, que en la actualidad solo concentra agua si es inundada por alguna crecida de magnitud del Cuarto (Fig. IV.14C). Como se sostuvo anteriormente este proceso no se

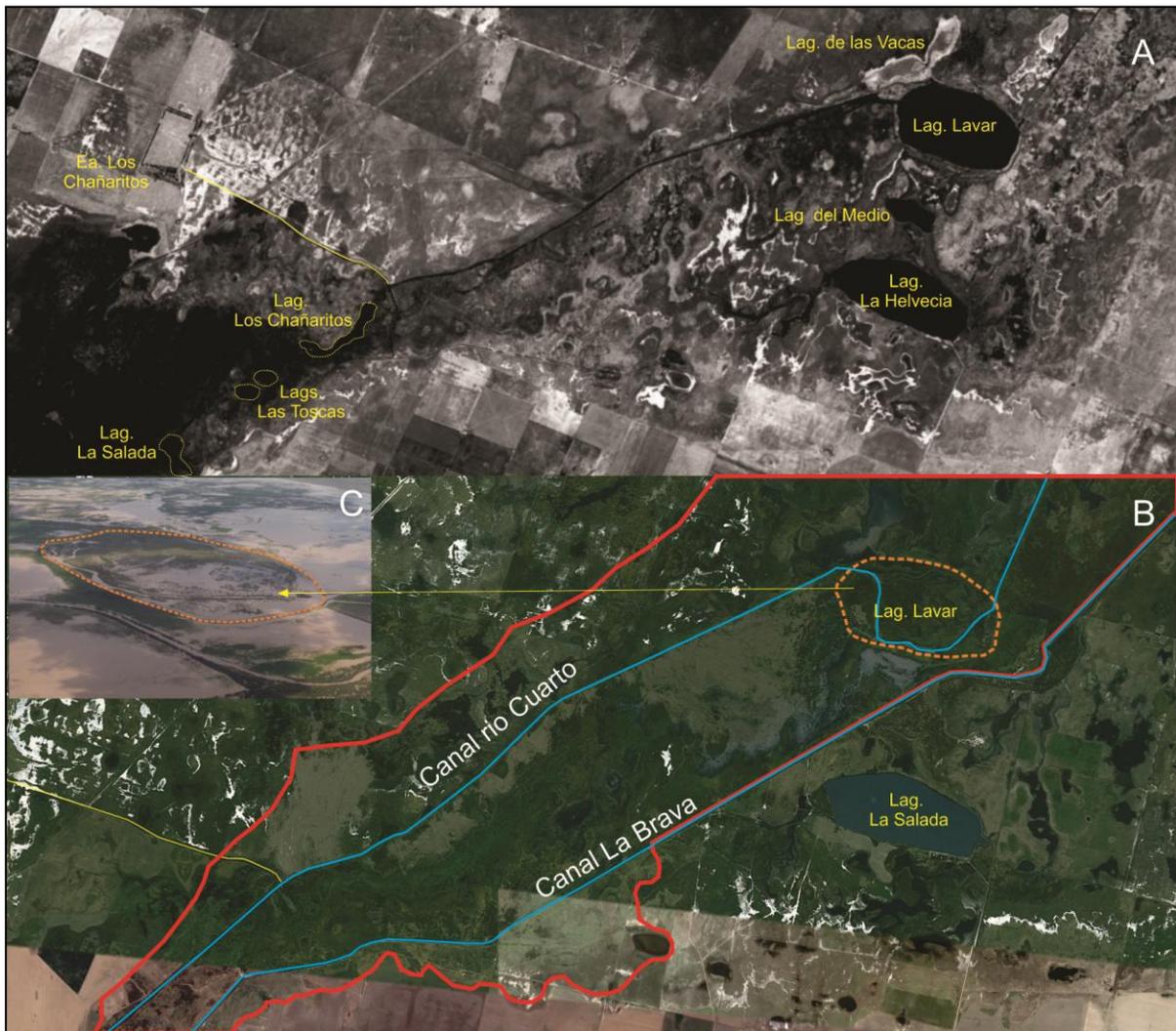


Figura IV.14: A. Fotografía satelital Corona KH-4B, 1974; B. Imagen Google Earth, 2013.; C fotografía aérea de La Lavar durante la inundación del 1-03-2015 En rojo se señala la unidad Derrames Distales del río Cuarto y en línea discontinua las lagunas colmatadas, en anaranjado La Lavar y en amarillo el sistema de lagunas menores.

origina de manera natural, si no que es consecuencia directa de las canalizaciones que se han realizado en la zona de acumulación originaria de sedimentos (Abanico de derrames Reciente del río Cuarto), una de las más significativas es la canalización que conecta el río Cuarto con los grandes sistemas lagunares hasta culminar en el río Saladillo, lo que ha ocasionado que un importante flujo de sedimento alcanzara zonas a las que antes llegaba solo en episodios extremos y cuyos depósitos eran de escaso espesor. Por su parte a lo largo de la traza del canal La Brava no se observan rasgos de desbordes, lo que permite inferir un régimen hidrológico con escasa variabilidad de caudal y de transporte de sedimentos, debido a que este canal se realizó con el fin de conectar los bañados homónimos con los del Saladillo.

No obstante, otra práctica común realizada por los propietarios de la zona ha sido conducir agua pluvial y freática hacia los bañados mediante una red de canalizaciones muchas de ellas clandestinas, con el fin de habilitar áreas de bañados para el actual uso agrícola.

IV.2.2.BAÑADOS DEL SALADILLO

Esta unidad se desarrolla en la depresión estructural, generada por la falla del Saladillo (Villegas, 1996), con una pendiente general del orden 0,23 m/km, las más baja del área de estudio, demarca claramente su carácter de nivel de base del río Cuarto, pero la sucesivas canalizaciones han aumentado considerablemente los aportes de agua y sedimentos, provenientes de la mayoría de los sistemas fluviales del sur de la provincia de Córdoba.

Esto supera ampliamente la capacidad natural de contención de la depresión y obligó a realizar a una serie de canalizaciones internas en el bañado, modificando drásticamente su funcionalidad como área de almacenamiento de agua y sedimentos para pasar a ser un sector de tránsito hacia el río Saladillo (Fig. IV.15). Se intentara aquí describir el funcionamiento originario de estos bajos, alterados fuertemente por las importantes modificaciones que han sufrido a lo largo de los últimos 60 años como consecuencia del aumento de la antropización. En un capítulo posterior se propondrá un modelo de génesis tectónica para complementar el análisis sobre el origen y funcionamiento de este ambiente.



Figura IV.15: Imagen regional de ubicación. En rojo se señalan aproximadamente los bañados del Saladillo, que excede los límites de este trabajo.

IV.2.2a. Paleofaja del río Saladillo.

Se ubica en la margen Este de la unidad en contacto directo con el bloque elevado, con límites difusos debido al grado de evolución, presenta un ancho promedio de 0,75km aproximadamente, varia de Sur a Norte hacia donde se vuelve más estrecho y su longitud es de 9,5km dentro del área de estudio ya que continúa hacia el Norte. Como puede observarse en la figura IV.16, se trata de un rasgo lineal de traza sinuosa con bordes ondulados con acumulación de sales en superficie. Dentro de la misma se distingue un encadenamiento de cuerpos de agua desconectados entre sí, bañados con morfología irregular a subredondeada que se ubican de manera saltuaria a lo largo de la paleoforma.

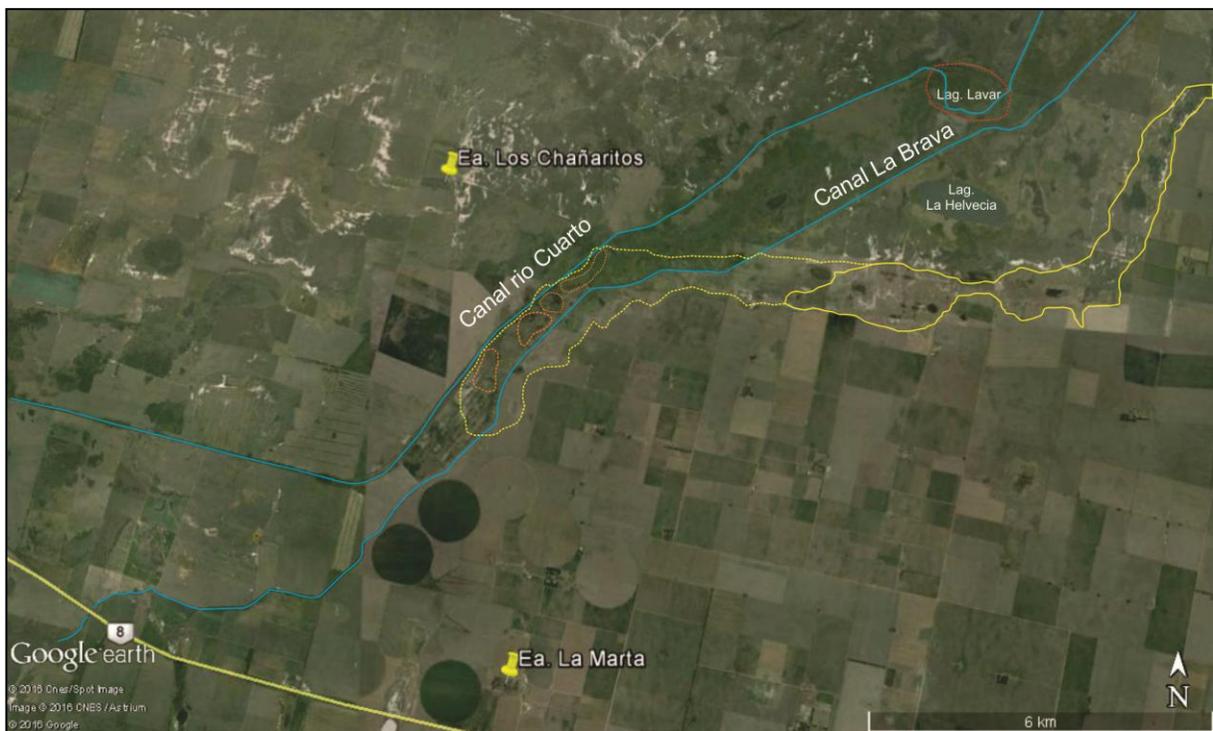


Figura IV.16: Límite de la paleofaja del río Saladillo en amarillo, con línea de puntos se infiere su ubicación ya que actualmente se encuentra cubierta por los derrames distales del río Cuarto. En anaranjado se señala un sistema de lagunas menores colmatadas y en rojo La Lavar.

La denominación de paleofaja se realiza en base a una serie de analogías geomorfológicas como de evidencias históricas. En primer lugar es clara su similitud morfológica con la unidad 1a (Paleofajas Fluviales del río Cuarto). Un aspecto destacable es la sinuosidad de longitud de onda larga (8km) que presenta la traza, cuya escala es característica en grandes ríos, pero para este caso el origen más aceptable es el marcado control estructural por parte de la falla del Saladillo que revela un complejo de bloques

menores, los que como se señaló, serán trabajados con mayor detalle en el capítulo VI. Esto suma otra evidencia que explica el control en la orientación de la traza del curso que se estableció en el límite de la estructura desviando su trayectoria hacia el Norte y recostado sobre la escarpa. La evidencia cartográfica histórica es muy importante ya que se trata de dos mapas de la provincia de Córdoba, uno del año 1866 donde se observa una traza bien delimitada que conecta el río Cuarto con el Tercero mediante el denominado arroyo Saladillo y el otro del año 1871 donde la unión entre el Cuarto y el Saladillo se encuentra trazada de manera difusa, simbología que se utiliza para zonas de bañados y/o escurrimientos temporales (Fig. IV.17).

Como se señaló, originalmente no existía una conectividad hidrológica entre los dos sistemas, el carácter permanente entre ambos es solo artificial y data de mediados del siglo pasado, y tiene lugar a través de la gran zona de bañados. A causa de esto es posible especular que el cambio que se produce entre 1866 y 1871 en donde se pasa de un régimen permanente y por lo tanto exorreico del sistema Cuarto – Saladillo a uno semipermanente por colmatación, es debido a cambios climáticos pero no se descarta la hipótesis de ligeros movimientos tectónicos, aspecto que será abordado posteriormente.



Figura IV.17: Mapas de la provincia de Córdoba con zoom en la zona de interés.

IV.2.2b. Bañados sin Influencia Aluvial.

Se hace referencia a aquellos bajos salinos con funcionamiento hidromórfico ocasionado por la presencia del nivel freático a poca profundidad o aflorante. Se caracteriza por ser una depresión de baja pendiente donde el proceso más relevante está dominado por la dinámica vertical del agua, esto es la fluctuación de la freática en el perfil del suelo, evidenciada principalmente por la presencia de esfluorecencia salina así como también el anegamiento por excesos pluviales y la salida principalmente por evaporación. No es posible trazar un límite preciso hacia el Oeste con la unidad 1c (Derrames Actuales) y hacia el Este con la unidad 2b (Bañados con influencia aluvial) por la variabilidad que presentan las superficies inundadas por las crecidas del río Cuarto, de allí que los límites entre estas unidades podrían considerarse como transicionales ya que hay una clara interdigitación de dominios geomorfológicos, tal como se muestra en la figura IV.18.

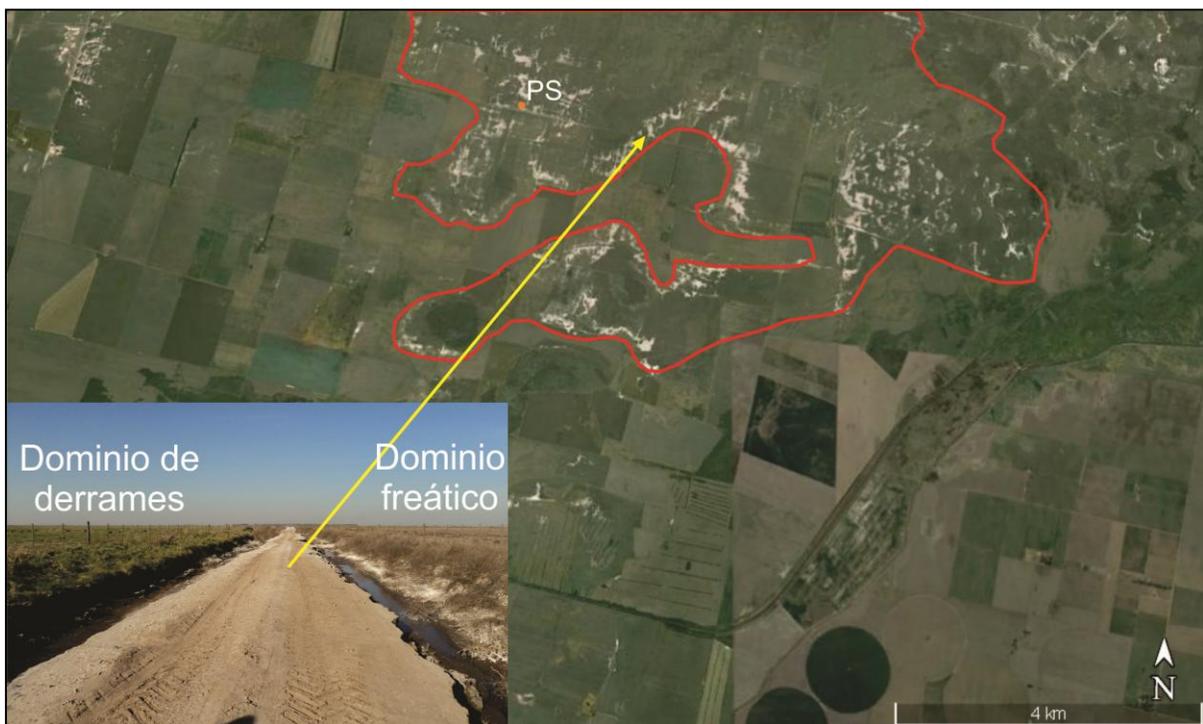


Figura IV.18: A En rojo se señala el área de la unidad Bañados sin Influencia Aluvial. B vista de un camino que muestra la estrecha relación entre ambos dominios. El punto anaranjado (PS) indica la ubicación del perfil de suelo que se muestra en la figura 18D.

Esta región presenta un relieve muy plano, cuya pendiente media tiene un valor de 0,085%, con vegetación discontinua y de poca altura, pobremente drenado en el cual se desarrollan lagunas de formas irregulares, con poca profundidad y aporte de sedimentos,

que se expanden y contraen siguiendo las variaciones estacionales incluso hasta secarse por completo para el caso de las más pequeñas, dejando grandes manchones dispersos de costras arcillosas y salinas (Fig. IV.19A,B). Además, toda la zona se encuentra surcada por una red de canales y alteos artificiales cuya función es controlar y drenar los excedentes hídricos, ya sean pluviales o freáticos.

El desarrollo edáfico es pobre y el rasgo de esfluorecencia salina es el que predomina debido principalmente a la fluctuación del nivel freático y a la presencia de aguas subterráneas con un valor de SDT de 4.500 mg/L y un espesor de zona no saturada de 1m en promedio. Según Schiavo et al. (1995), en estas zonas el suelo más característico tiene un desarrollo policíclico representado por un horizonte argílico con características de fragipan (2Btx) por encima del cual se encuentra un depósito franco arenoso sobre el que se genera un Haplustol éntico, bajo estas condiciones, en los períodos húmedos puede desarrollarse una capa colgada temporaria debido a la presencia de una discontinuidad hidráulica. Es posible asociar lo anterior con el perfil observado en un camino rural ubicado en cercanías a la Estancia San Francisco, denominado PS en la figura IV.18, donde se observan 40cm de niveles orgánicos con coloración oscura y alto contenido de limo y arcilla, con bajo nivel de cementación, plástico, estructura granular y alto grado de bioturbación, denominado Hz1 en la figura IV.19D, por encima de un horizonte de color marrón a ocre, con textura franco arenosa, cementado y con presencia de barnices (Hz2).

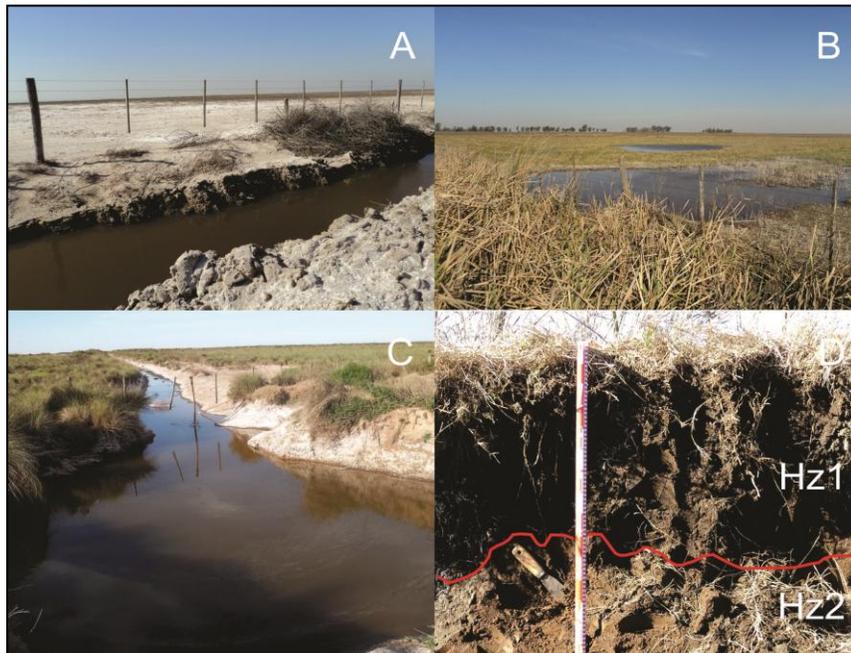


Figura IV.19: A. Acumulación superficial de salitre; B. Pequeños cuerpos de agua dispersos con bordes salinos; C: Canalización, con acumulación de sal en los bordes; D. Perfil de suelo.

IV.2.2c. Bañados con Influencia Aluvial.

Esta unidad se ubica hacia ambos lados de la unidad Derrames actuales del río Cuarto (1g), se trata de zonas que reciben los desbordes más distales del canal río Cuarto, donde la afluencia de agua y sedimentos no llega a alterar sustancialmente la condición de bañado. En las imágenes tiene un aspecto similar a los bañados sin influencia aluvial (2b), y los límites entre ellas son totalmente variables, como se comentó el área inundada está sujeta a la magnitud de la crecida y es diferenciada por la coloración marrón claro del agua, que evidencia su origen fluvial y que contrasta marcadamente con los cuerpos de agua de origen pluvial o freático de coloración azul oscuro, por esta razón el rasgo de precipitación salina es mucho menos manifiesto. Los depósitos en general no presentan una morfología determinada ya que se forma una película de agua continua que cubre toda la zona, sin embargo, pueden apreciarse cuerpos lobulados de pocas dimensiones producto de eventos episódicos de desbordes y rasgos de conducción a modo de pequeños canales que pueden ser interpretados como zonas de escurrimiento preferencial (Fig. IV.20). Los cuerpos de agua reconocidos son de dimensiones variables y forma irregular, y serán descriptos en el siguiente apartado.

En esta unidad existe una estrecha relación entre los dominios palustres y lacustres, donde la fluctuación del nivel freático y las condiciones reductoras coexisten con los aportes de agua dulce, que llegan como pequeños flujos de ocurrencia episódica y con características distales. Actualmente, luego de la avulsión ocurrida por el canal río Cuarto hacia el canal La Brava (marzo de 2015), el aporte de agua y sedimentos es mayor sobre este último, por lo que ya no funcionaría a modo de barrera para los derrames si no como conductor del flujo.

Las canalizaciones y las obras de albardonado condicionan toda esta zona porque, como se ha mencionado en apartados anteriores, todo el caudal de las crecidas es forzado a circular a través de los mismos y cuando se supera su capacidad de conducción, probablemente por colmatación, se producen los desbordes. Es por esta razón que ejercen un fuerte control sobre la geografía del área inundada ya que estos eventos se concentran en las inmediaciones de estos cursos artificiales por lo que toman una morfología elongada asociada a la traza de estas obras.

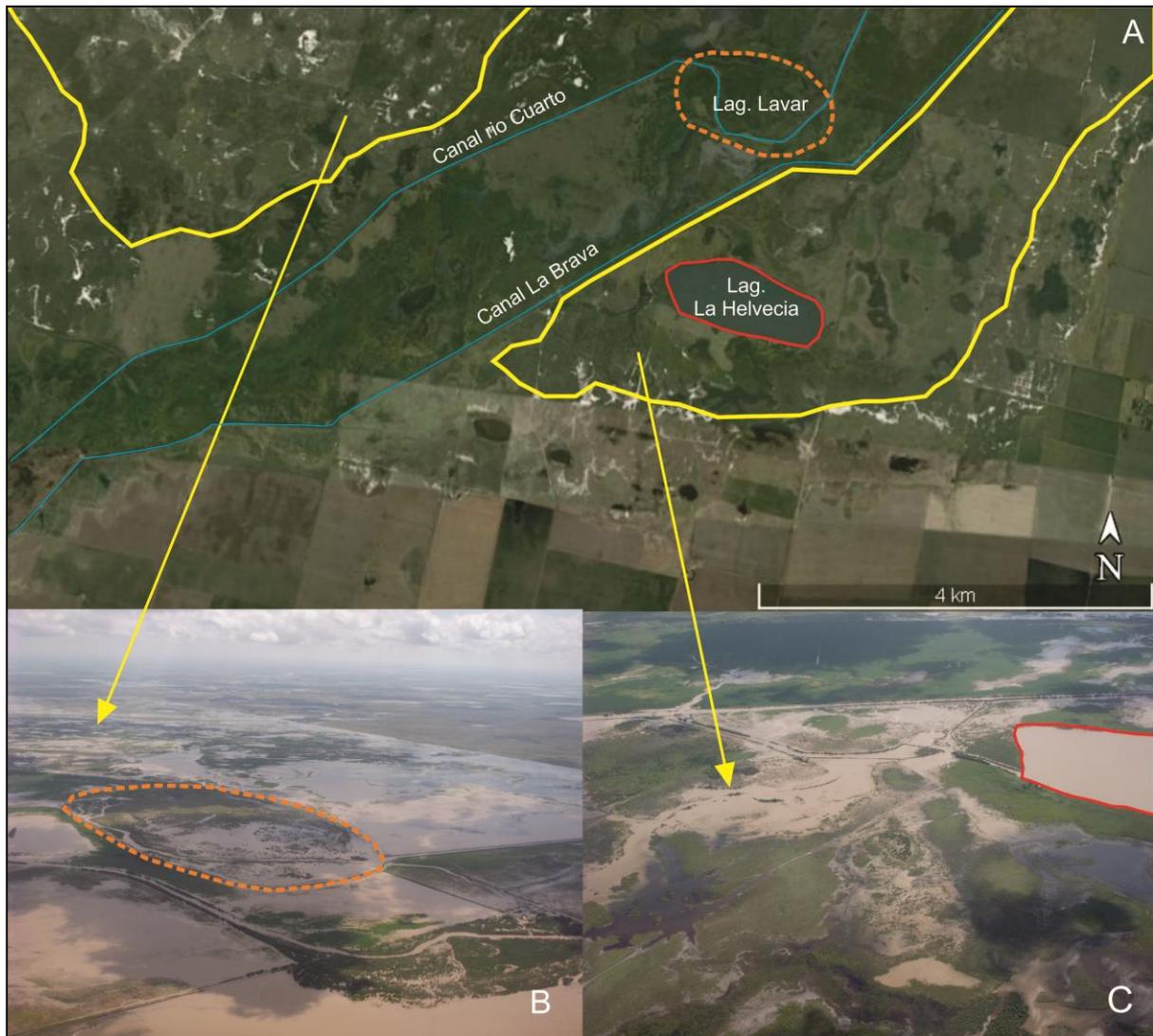


Figura IV.20: A. Imagen de satélite donde se señala la unidad Bañados con Influencia Aluvial; B. Fotografía aérea tomada durante la crecida del 05/03/2015 con vista hacia el W donde se aprecia la coloración amarronada del agua de procedencia fluvial, con trazo discontinuo naranja se señala la laguna Lavar; C. Fotografía aérea del 05/03/2015 donde se muestra el aporte fluvial hacia el Este, nótese la morfología del depósito y el contraste con los cuerpos de agua oscuros de origen pluvial.

IV.2.2d. Sistemas Lagunares.

El análisis y descripción de los cuerpos de agua presentes en los bañados del Saladillo se realiza haciendo énfasis en su forma, dimensión, distribución y es por ello que se las ha dividido en sistemas lagunares mayores y menores. (Fig. IV.21).

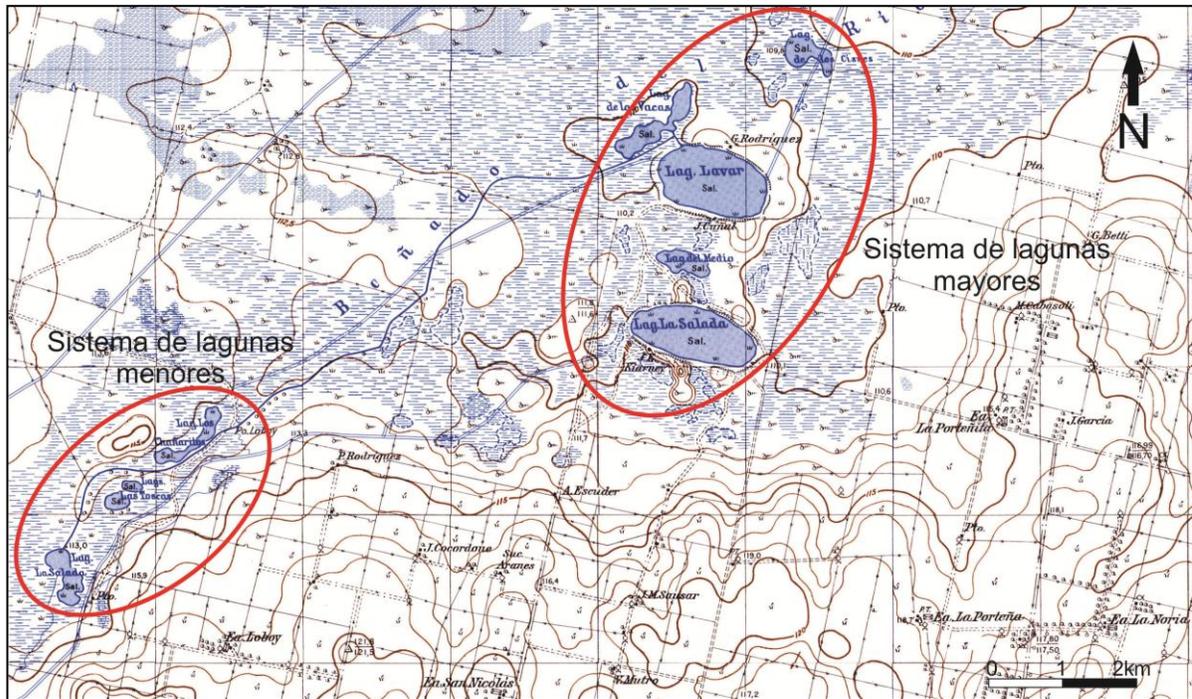


Figura IV.21: porción de la Hoja topográfica Ea. San José (ExIGM, 1950). En rojo se señalan los dos sistemas lagunares.

IV.2.2di. Sistema de lagunas Mayores.

Este sistema se prolonga hacia el Norte de la zona de estudio abarcando un número importante de cuerpos lagunares. Dentro del área integran esta categoría las lagunas Lavar, la del Medio y La Helvecia, siendo esta última la única de todo el sistema que no presenta una colmatación severa, a diferencia de las primeras que se encuentra totalmente colmatada como puede ser advertido en la figura IV.22A. Ambas presentan una forma elipsoidal, con un eje mayor en sentido este-oeste y al igual que el resto de las lagunas de este sistema, se encuentran dispuestas siguiendo una lineación en sentido SO-NE, sus bordes son regulares y bien definidos, tienen escasa fluctuación durante los períodos húmedos y secos y presentan pequeños altos topográficos en sus bordes (Fig. IV.21). Según Cantú y Degiovanni (1987) lagunas como estas son asociadas a formas eólicas primarias, tienen en general orientación más regular, SO-NE, y se corresponden con corredores entre dunas longitudinales y a cubetas de deflación aisladas o vinculadas a dunas parabólicas.

La Helvecia, el único cuerpo de agua estable existente en el área de estudio, presenta una longitud de 1,7 km y un ancho de 0,75km, la misma se encuentra conectada al canal La Brava mediante dos canales menores, por donde ingresa y egresa el agua. De acuerdo a los

resultados obtenidos por Mancini et al. (2014), el agua es hipohalina con 4,74g/L de sólidos disueltos totales, con un carácter y tipo geoquímico sulfatado a clorurado sódico. Se hace esta mención debido a que la conexión, por la avulsión con el canal río Cuarto durante la crecida del 2015, provocó que la laguna recibiera el ingreso de agua dulce y sedimentos, mezcla que claramente altera su composición geoquímica original. Otra consecuencia durante esa crecida, fue la colmatación de los canales alimentadores de la laguna razón por la cual se desconectó la circulación de agua dentro de la misma (Fig. IV.22B).

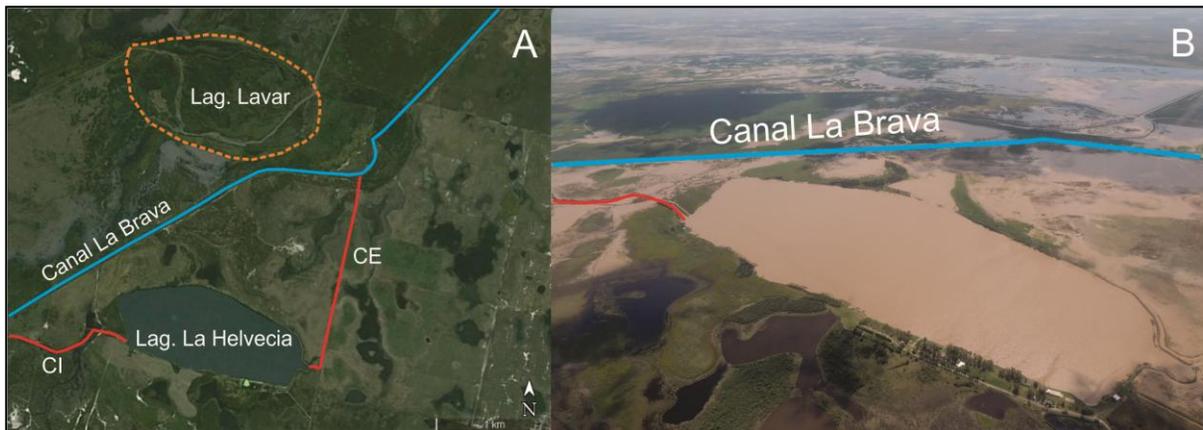


Figura IV.22: Imagen de satélite donde se muestran las lagunas mayores, en anaranjado se marca el contorno de la antigua laguna La Lavar y en rojo los canales alimentadores de ingreso y egreso de agua a La Helvecia, nombrados CI y CE respectivamente; B. Laguna La Helvecia durante la crecida del 05/03/2015, en rojo se marca el canal alimentador por el que ingresaba agua desde el canal La Brava, obsérvese el color amarronado del agua característico de los excedentes provenientes de la avulsión del canal río Cuarto, ocurrida 5km aguas arriba.

IV.2.2dii. Sistema de lagunas Menores.

Este sistema está representado por las lagunas La Salada (20,9ha), Las Toscas (32,25ha) y Los Chañaritos (17,1ha). En la actualidad éstas se encuentran colmatadas y/o desecadas debido a que fueron atravesadas por el canal río Cuarto.

En general, se disponían de manera lineal, con una orientación similar a la de las geoformas mayores, su morfología era irregular pero de formas elongadas en algunos casos y subredondeadas en otros. En la figura IV.23 se observa que presentan bordes bien delimitados, de relieve plano y sin acumulaciones salinas por su cercanía con los derrames recientes del río Cuarto.

La génesis propuesta para estos cuerpos de agua es fluvial teniendo en cuenta la reconstrucción propuesta para la paleofaja del Saladillo y sobre todo la configuración que presentan las curvas de nivel en ese lugar, las que definen un bajo elongado, probablemente asociado a un paleocanal del Saladillo, que controla la disposición de estas lagunas.

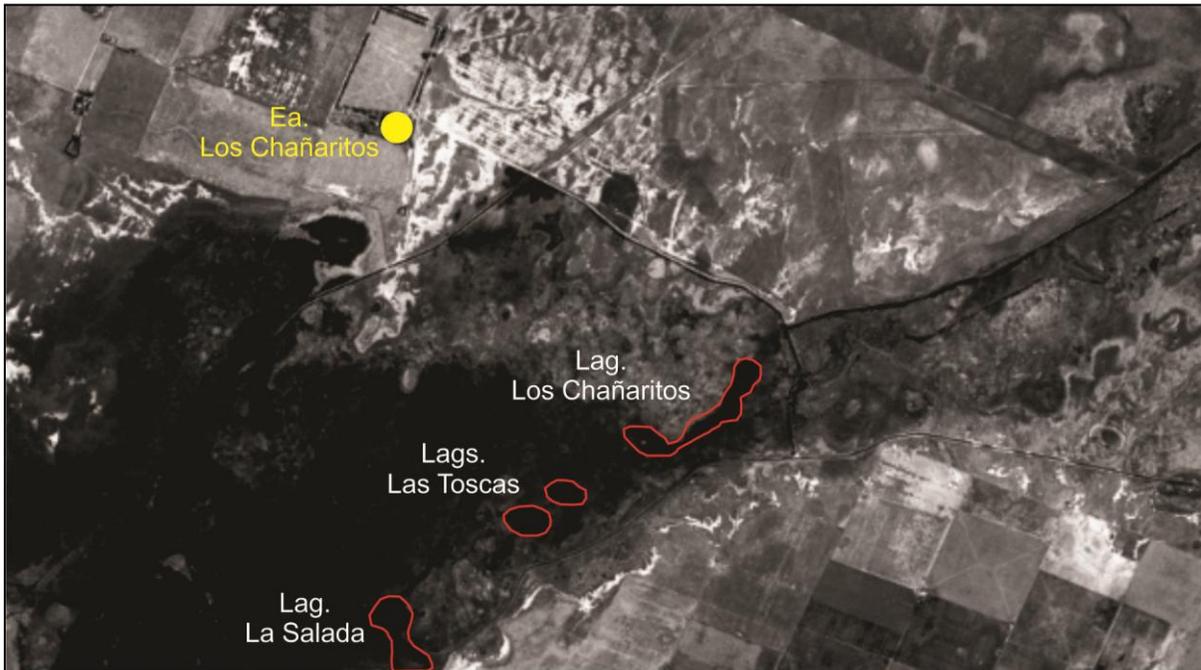


Figura IV.23: Fotografía satelital Corona KH-4B del año 1974. En rojo se marcan los distintos cuerpos de agua del sistema de lagunas menores.

IV.2.2diii. Cuerpos lagunares Indefinidos.

La unidad está íntimamente ligada a la dinámica de la unidad bañados sin influencia fluvial, y se incluyen a todos aquellas lagunas temporales. Estos cuerpos presentan morfologías irregulares, bordes difusos poco definidos, relieve plano y acumulación de sales debido a que su tamaño varía estacionalmente.

Se encuentran dispersos en todo el ámbito de los bañados del Saladillo y su génesis esta directamente asociada a los ciclos húmedo y secos que controlan las variaciones del nivel freático y las llegadas de excedentes pluviales, que anega las pequeñas depresiones del terreno durante el período de lluvias que luego se secan durante períodos secos.

IV.2.3.BAÑADOS LA BRAVA

Los bañados de La Brava se ubican en la parte centro-sur del área de estudio y al igual que la unidad 2 (Bañados del Saladillo) se encuentran asociados a la depresión definida por la falla del Saladillo. Tal como se señala en la Hoja Geológica Rio Cuarto (Degiovanni et al., 2005), esta unidad forma parte de la denominada depresión oriental La Chanchera – La Brava, una faja deprimida de rumbo NE-SO, con relieve plano-cóncavo, en la que se encuentran grandes lagunas de alimentación freática. En la actualidad esta zona funciona como un sector de tránsito y almacenamiento de excedentes hídricos de distintos sistemas del sur de la provincia, que son conducidos hacia los bañados del Saladillo a través del canal La Brava y luego al río Saladillo, responsable del régimen exorreico de casi todos los sistemas fluviales del Sur de Córdoba. Los depósitos generados por el abanico reciente del río Cuarto discontinuaron la condición de depresión estructural de esta zona, interrumpiendo la conectividad hidrológica entre estos bañados y los del Saladillo, y de allí el propósito del canal La Brava.

La laguna La Brava presenta características similares al resto de los sistemas que se ubican en la región. Según Rodríguez et al. (2000), se trata de aguas con características mesohalinas (5,7g/L) que fue clasificada como clorurada y/o sulfatada sódica, ya que a lo largo del año los aniones dominantes son los cloruros y en primavera los sulfatos.

IV.2.4.PLANICIE LOÉSSICA

Ubicada en el extremo oriental de la zona, se trata de un sector del bloque elevado relacionado a la falla del Saladillo, con solo 5m de altura. Su escarpa constituye el resalto topográfico más significativo de la zona, mientras que el carácter sinuoso de esta revela su complejidad estructural, la que será descrita próximamente. El relieve del bloque es suavemente ondulado con pendientes de 0,1-0,2%, donde se observan lomadas relacionadas a bajos que en ocasiones son ocupados por cuerpos de agua, se trata de una zona mal drenada razón por la cual en períodos húmedos sufre anegamientos.

Esta morfoestructura constituye también el límite Este y Sudeste de los grandes abanicos aluviales del sur de la provincia de Córdoba (Kröhling, 1998) y se destaca por la presencia de una red de paleovalles fluviales de dirección general SO-NE, siendo muchos de ellos la continuación del sistema de grandes paleocauces de los abanicos de los ríos Ctalamochita, Chocancharava y Popopis. Los paleovalles se encuentran suavizados por la cubierta loésica del Pleistoceno Tardío.

CAPÍTULO V
ANÁLISIS DE FACIES

V.1.INTRODUCCIÓN

Los estudios sedimentológicos tanto de depósitos actuales como antiguos se llevan a cabo mediante el análisis de facies, siendo utilizado este término con fines tanto interpretativos como así también descriptivos (De Raaf et al., 1965; Middleton, 1978; Miall, 1984). Steno en 1669 fue quien primero alude al concepto de facies, como el aspecto total de una parte de la superficie terrestre durante un cierto intervalo de tiempo geológico. Varios autores han contribuido a ampliar la definición del término facies, siendo entre las más aceptadas la establecida por Raaf et al. (1965) quien subdividió un grupo de tres formaciones en una repetición cíclica de un número de facies distinguibles por "la litología, la estructura y los aspectos orgánicos detectables en el campo" y sostiene que para lograr la interpretación de facies se deben combinar observaciones basadas en sus relaciones espaciales y características internas (litología y estructuras sedimentarias) con información comparativa de otras unidades estratigráficas estudiadas y fundamentalmente del estudio de ambientes sedimentarios modernos. Posteriormente Selley (1976) contribuye que una facies se refiere a cuerpos sedimentarios con características homogéneas que se definen y separan de otros por su geometría, litología y estructuras sedimentarias, todas características observables y elementos medibles en el afloramiento. Actualmente se asume que una facies son todos los rasgos primarios generados por procesos sedimentarios propios de un ambiente. Los sedimentos de una misma facies han sido depositados bajo el control de un proceso que se ha mantenido durante un tiempo determinado.

En el caso en que un grupo de facies se relacionen con procesos de mayor envergadura, cuyas características variaron localmente pero que interactuaron en un mismo tiempo, y que correspondan a un mismo ambiente de depositación, se definen como asociaciones de facies. El ordenamiento vertical de las asociaciones de facies, permite establecer la evolución de un ambiente sedimentario en el tiempo (Walker, 1990) y en conjunto con las observaciones geomorfológicas predecir los procesos que controlaron la dinámica del sistema.

En el área de estudio se relevaron cuatro perfiles sedimentarios de detalle, los que se presentan en la figura V.1, en conjunto con la descripción de secciones continuas en afloramiento, una de ellas levantada inmediatamente aguas abajo del puente de Olmos (Perfil n° 1) y las restantes en posiciones más orientales ya dentro del ámbito de los Bañados del Saladillo (Perfiles n° 2, 3 y 4). En el trabajo de campo, se obtuvieron datos de la extensión y continuidad de los cuerpos, características granulométricas, estructuras

sedimentarias y geometría de los distintos estratos, así como también la medición de datos de paleocorrientes siguiendo la metodología de Tucker (1982).

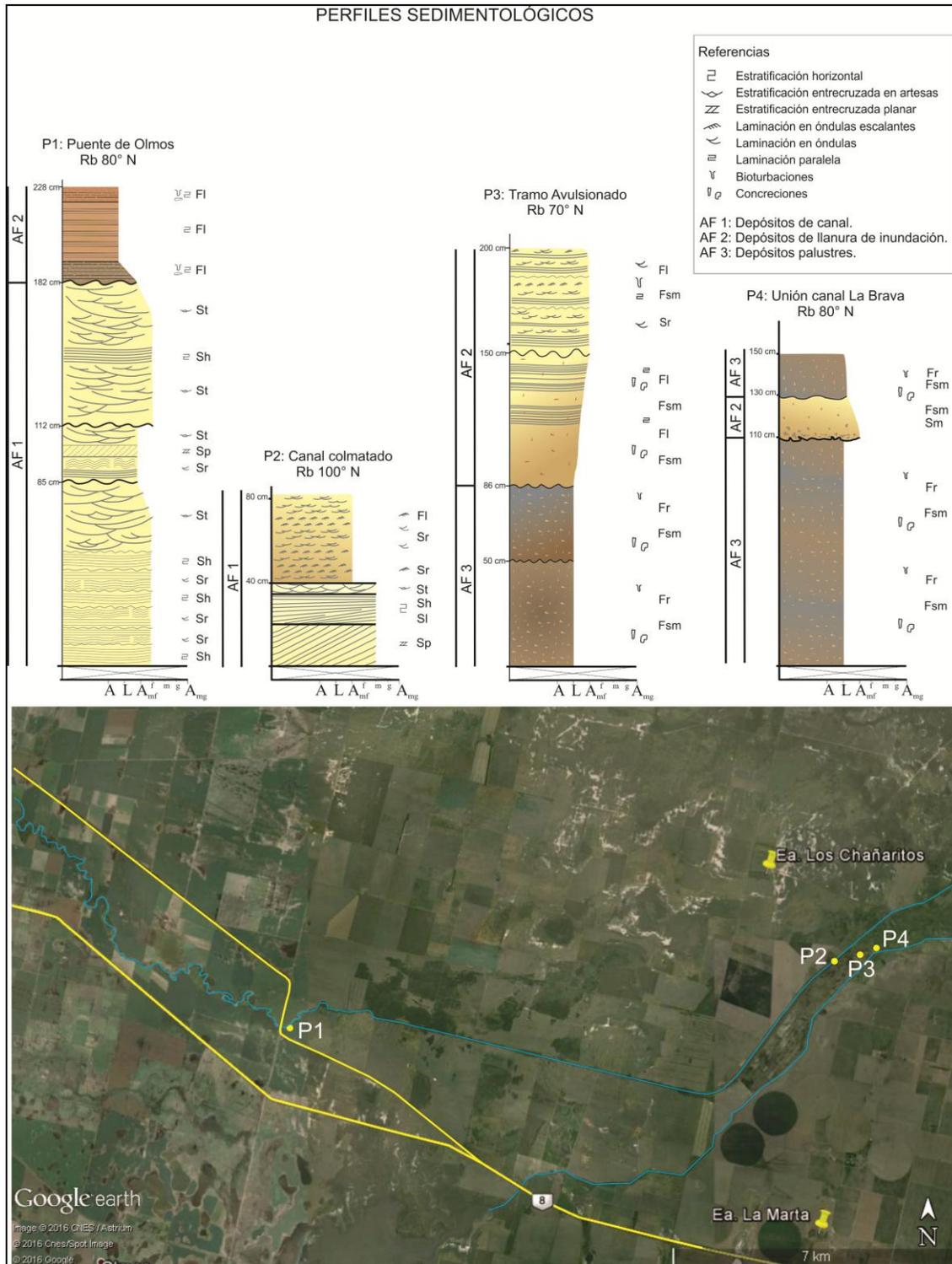


Figura V.1: Perfiles sedimentológicos de detalle relevados en el área de estudio. En la parte inferior se presenta la posición de los mismos mediante los puntos en amarillo.

A partir del análisis sedimentológico se realizó la definición e interpretación de facies utilizando la nomenclatura de Miall (1996) establecida para depósitos fluviales, en el cual la primera letra del código hace referencia a la litología (G: gravas, S: arenas y F: pelitas) y la segunda a la estructura sedimentaria (m: masivo; r: ondulita; t: artesa; h: horizontal; p: cruzada planar). Tales facies fueron agrupadas en asociaciones de facies mediante las cuales se interpretó el sistema depositacional, teniendo en cuenta su arreglo y distribución espacial. Para la ilustración de las asociaciones de facies y exhibir las relaciones laterales y verticales entre ellas se compusieron fotomosaicos de las secciones relevadas.

V.2.ANÁLISIS DE FACIES

Facies St: Compuesta por arenas medias a muy finas con estratificación entrecruzada en artesas las que llegan a presentar hasta 24cm de ancho (Fig. V.2A). Internamente presentan sets de entre 0,07cm y 1cm con gradación normal. La estratificación conforma estratos de entre 0,15 y 0,30m de espesor con geometría tabular y bases netas o erosivas. Esta facies se encuentra en cuerpos de hasta 0,70m de potencia y continuidad lateral de escala métrica. Las unidades con St se presentan asociadas a las facies Sr y Fl.

Interpretación: Esta facies se produce por la migración tridimensional de dunas de crestas sinuosas y lingüoides que muestra una relación de erosión con la estratificación subyacente. Dentro de un sistema fluvial, la arena es transportada principalmente de manera tractiva (Miall 1996), ocasionando que las migraciones de tales macroformas estén dominadas por procesos de acreción vertical corriente abajo durante períodos de alto régimen de flujo (López Gómez y Arche 1993).

Facies Sp: Se trata de arenas medias a muy finas, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada planar. Los sets de dicha estratificación varían entre 2 cm y 1cm de espesor, presentan laminación interna y gradación normal (Fig. V.2B). Esta facies conforma estratos de hasta 0,26 m de potencia con base neta u ondulada. Se dispone estrechamente asociada a las facies St, Sr y Fl.

Interpretación: Esta facies se produce por la migración de dunas en 2D. Los clastos son transportados por tracción, ascendiendo por la cara de trepada y son depositados en la cresta hasta que se supera la pendiente crítica donde se produce una avalancha de granos a lo largo del foreset generando así tal estratificación (Miall 1996; Best et al., 2003).

Facies Sh: Esta facies está compuesta por arenas finas a muy finas con estratificación horizontal. Se presentan en sets de entre 2 y 3 cm con laminación interna y conforman pequeñas unidades de 8 a 10cm limitados por bases erosivas con morfologías tabulares a lenticulares. Forman parte de cuerpos de geometría tabular que alcanzan potencias máximas de hasta 0,55m (Fig. V.2D). Esta facies se encuentra asociada con Sr y Fl.

Interpretación: la facies Sh representa condiciones de flujo subcrítico a supercrítico o en la transición antiduna a lecho plano durante episodios de alta descarga (Paola et al., 1989; Blair, 1987; Blair y McPherson, 1994; Bridge y Best, 1997; Marshall, 2000). La estratificación horizontal en arenas es estable para tamaños de grano fino a medio para velocidades de 1m/s y profundidades de 0,25 a 0,5m (Miall, 1996).

Facies Sr: Esta unidad está compuesta por arenas muy finas con estratificación cruzada en ondulitas. Las ondulas se presentan de forma simétrica encontrándose en algunos casos la preservación de ondulas escalantes. La facies Sr se dispone en unidades de hasta 5 cm y se intercalan con las facies Fl principalmente conformando cuerpos de hasta 25 cm de potencia (Fig. V.2C).

Interpretación: Esta facies se desarrolla típicamente en arenas con tamaños de grano medio a fino a partir de bajo régimen de flujos. La laminación cruzada interna se genera por la migración de ondulas, bajo condiciones de escaso suministro de sedimentos y reducida velocidad de flujo. En el caso de las ondulas escalantes, éstas son producto de procesos de tracción – decantación (Jopling y Walker, 1968; Miall, 1996).

Facies Sm: Esta facies consta de arenas muy finas masivas. Se observan rasgos de bioturbación e intraclastos pelíticos hacia la base del estrato. Esta facies se presenta en cuerpos de 20cm de espesor y continuidad lateral de más de 4m.

Interpretación: la facies Sm se genera por flujos con alta concentración de carga arenosa, depositados de manera rápida sin generación de formas de lecho (Lorenz y Nadon, 2002). En estas facies el carácter masivo también puede deberse a la intensa bioturbación obliterando posibles estructuras.

Facies Fl: Esta facies incluye la alternancia de sets de arenas muy finas y limos con laminación paralela fina y en ondulas. Estos sets varían entre 1,5 y 3 cm de espesor y conforman estratos de hasta 7 cm de potencia. En algunos casos se aprecian rasgos de bioturbación en distintos grados. Están incluidas en cuerpos de hasta 50cm con geometría tabular y bases onduladas o netas.

Interpretación: Esta facies representa depósitos de bajo régimen de flujo generados por suspensión o corrientes de tracción débiles que internamente pueden presentar ondulaciones de muy pequeña escala. El rango de espesor de esta facies puede variar desde algunos centímetros a varios metros dependiendo del aporte de sedimentos. La facies FI se presenta en áreas de desbordes, en planicies de inundación, estando asociadas con las facies Sr, St, etc., que representan corrientes de tracción más enérgicas (Miall, 1996).

Facies Fr/Fsm: Esta facies está integrada por material arcillo – limoso, que alterna en estratos masivos o con laminación paralela. En ocasiones se presentan niveles altamente bioturbados conformando bancos de hasta 0,40m. Integran cuerpos que llegan a 1,10m de espesor máximo con morfología tabular y límites transicionales.

Estas facies se encuentran estrechamente asociadas con la facies Sm mediante contactos irregulares con desarrollo de estructuras de deformación por carga, así como también estructuras deformacionales tipo flume (Fig. V.2E).

Interpretación: La facies Fsm representa los depósitos de planicie de inundación más distales con respecto a las fuentes clásticas cercanas al canal y se diferencia de la facies FI por la ausencia de bancos de arena. También puede generarse en las etapas finales de relleno de canal o agradación de la llanura de inundación. Los niveles masivos corresponden a decantación pura producidos durante el estadio final de decaimiento en la velocidad del flujo (Miall, 1996).

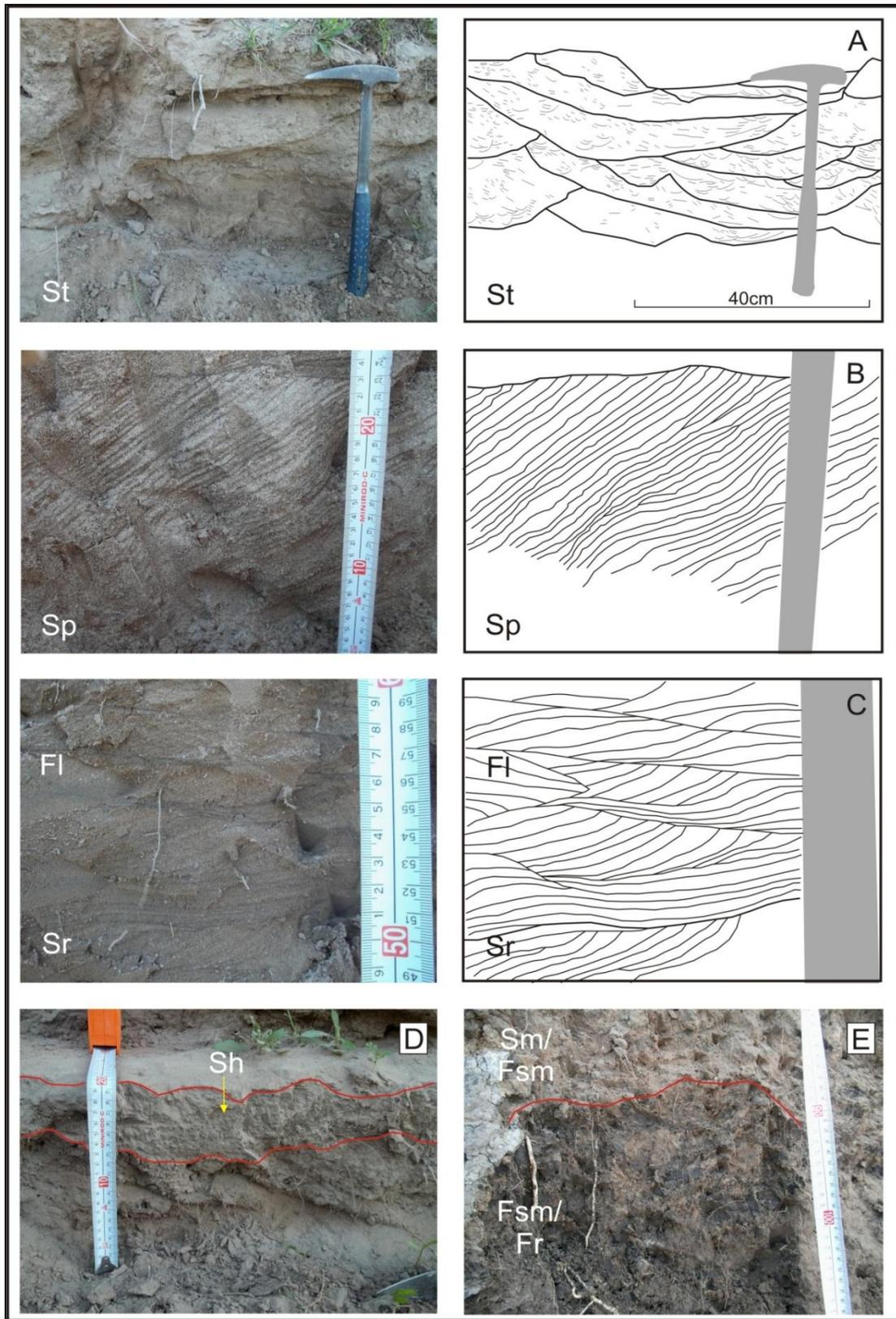


Figura V.2: A. Facies Sp; B. Facies Sp; C. Facies Sr asociada a FI; D. Cuerpo tabular con estratificación horizontal (Facies Sh); E. Asociación de la facies Fsm con Sm y Fr.

V.3.ASOCIACIONES DE FACIES

V.3.1. Asociación de facies 1 (AF 1): Depósitos de Intracanal.

Los primeros 180 cm del perfil 1 y los 40 cm inferiores del perfil 2 corresponden a la asociación de facies 1 (AF 1) definida como depósitos de intracanal. Esta asociación está conformada por las facies Sh/SI, St, Sp y Sr dispuestas en cuerpos con geometría tabular con 85 cm de potencia máxima que llegan a alcanzar 3m de extensión lateral, limitados por bases erosivas. Las unidades presentan una coloración característica marrón claro (5YR 6/4) y un arreglo homogéneo de granos dentro de las arenas finas a muy finas.

Internamente, esta asociación está constituida por el apilamiento de estratos de entre 8 y 15cm de espesor, limitados por bases erosivas, con morfologías tabulares a lenticulares (Fig. V.3A,B) que presentan estratos con estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesas (St), los cuales conforman cuerpos de entre 25 y 30 cm de espesor, aunque en ocasiones la estratificación en artesas (St) conforma estratos de hasta 70 cm de potencia interdigitados con Sr y Sh. Estas unidades alternan con estratificación planoparalela o de bajo ángulo (Sh/SI) asociada a laminación en onduladas (Sr) hacia el tope. Las facies Sh, St y Sr son las más relevantes en esta asociación.

Interpretación: Las facies St y Sp presentes en esta asociación son asignables a macroformas de intracanal que acrecionan corriente abajo. Miall (1977) define una asociación de facies distintiva referida al relleno de canales poco profundos dominada por la facies Sp representando la migración de onduladas de crestas lingüoides o sinuosas, las que en la mayoría de los casos son cubiertas por las facies Sr o FI durante el momento en el que disminuye el régimen de flujo. En un mismo canal, el desarrollo de la facies St generalmente se presenta en la parte más profunda de los canales activos donde la carga de fondo es principalmente arena, mientras que en la parte más somera del sistema son comunes las formas transversales y onduladas de arena (formas 2D) que generan láminas de estratificación cruzada planar, las que se definen como facies Sp (Miall, 1996). Este último tipo de macroforma, en las zonas poco profundas de los canales activos, también puede estar asociado a estratificación cruzada de pequeña escala, sobretodo en la parte superior de las barras, relacionada con el desarrollo de onduladas que definen a la facies Sr.

En lo que respecta a la presencia de las facies Sh/SI, éstas se desarrollan dentro de tales barras, paralelas o subparalelas a la estratificación de mayor jerarquía evidenciando eventos de alto régimen de flujo dentro del canal.

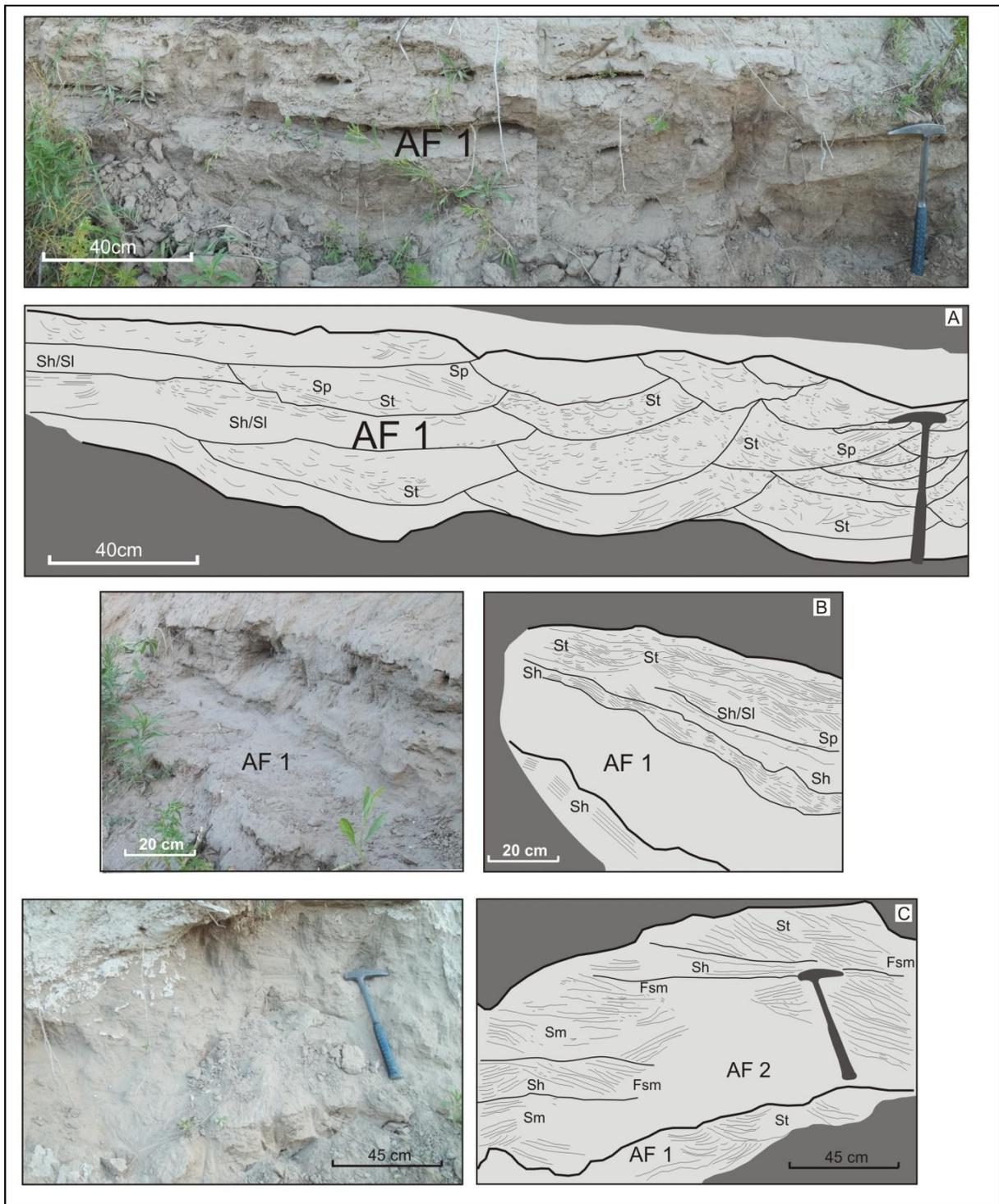


Figura V.3: A y B. Asociación de facies 1, internamente se disponen las facies St, Sp y Sh/SI; C. Contacto entre la asociación de facies 1 y 2.

V.3.2. Asociación de facies 2 (AF 2): Depósitos de Desbordes.

Una segunda asociación de facies (AF 2) puede definirse para los depósitos observados en los perfiles 1 y 3 asociados a eventos de desbordes. AF 2 está conformada por unidades compuestas por las facies Sh, Sr, Sm, Fl, Fsm constituyendo cuerpos de arena muy fina a limo de entre 40 y 60 cm de espesor con morfología tabular (Fig. V.3C; 4A), gran continuidad lateral en casos superior a los 100m. Generalmente presentan una coloración dentro del rango del pardo grisáceo a rojizo (10YR 4/2 y 5YR 5/6) pero los depósitos más recientes adquieren un color marrón claro característico (5YR 6/4). Los contactos son netos y ondulados, y para el caso del perfil 4 en el que esta asociación se intercala con la AF 3 se observan rasgos de deformación por carga en la base del estrato y la interdigitación con las facies finas subyacentes.

En este tipo de depósitos, se encuentran intraclastos pelíticos dispersos principalmente en la base de los estratos con granulometría y composición similar a la de la unidad inferior. Por otra parte, los rasgos de bioturbación son frecuentes en mayor o menor grado, con desarrollo de concreciones y rizoconcreciones, y porcentajes variables de materia orgánica.

Interpretación: Esta asociación presenta como rasgo característico su continua geometría tabular y una gran extensión lateral, aspectos que sumados a la predominancia de las facies Sh y Sm permiten interpretarlos como desbordes provocados por flujos en manto. El desarrollo de Sh y Sm sugieren eventos de alto régimen durante picos de alta descarga (Fielding, 2006), y a su vez, la presencia de estructuras de deformación por carga en la base de los cuerpos afectando tanto a las facies pelíticas evidencian procesos de súbita descarga de sedimentos.

Estos depósitos interpretados como desbordes pueden asignarse tanto a crevasse splay o levee. Los primeros de estos son los más recurrentes en los perfiles relevados, ya que resultan de la expansión y pérdida del flujo de una corriente que se desconfinan en la llanura de inundación, preservándose así Sh, Sm, Sr y Fl en áreas distales al canal principal (Miall, 1996).

Sin embargo, algunos estratos presentes, también pueden corresponder a levees, en los cuales las facies predominantes son Fl y Sr. En este tipo de depósito, es común que se preserve la secuencia rítmica de poco espesor de limos estratificados y arenas con ondulaciones donde cada unidad representa un evento de desborde (Miall, 1996). Estos depósitos se

generan en la margen del canal como formas elongadas por flujos perpendiculares al canal (Coleman, 1969).

En esta asociación, los intraclastos que se disponen en la base de los estratos, corresponden a la removilización de los cuerpos infrayacentes durante estos eventos de crecidas (Mjøs et al., 1993).

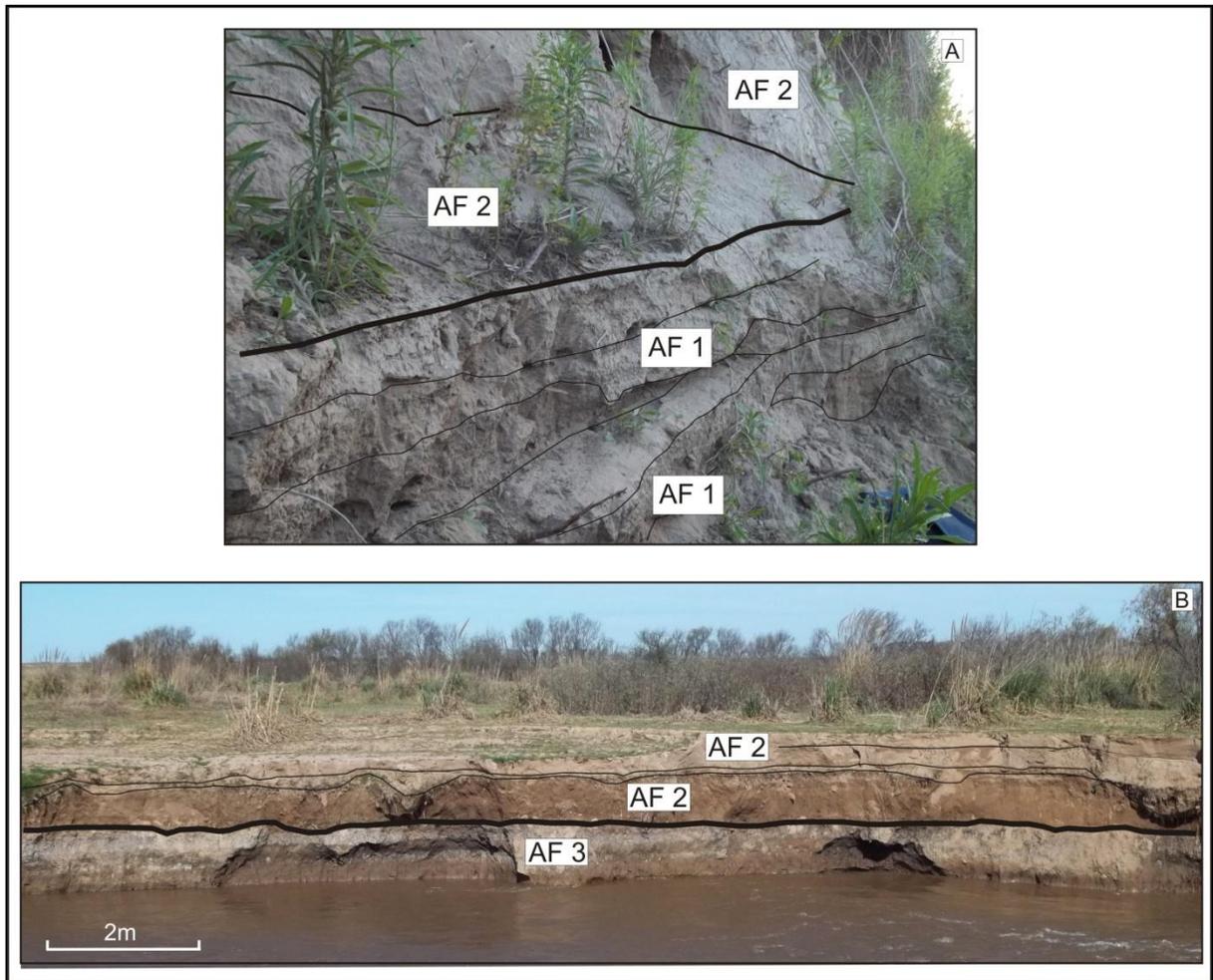


Figura V.4: A. Asociación de facies 2 (desborde) por encima de depósitos de intracanal; B. Depósitos de desborde (AF2) por encima de sedimentos palustres (AF3)

V.3.3. Asociación de facies 3 (AF 3): Depósitos Palustres.

Esta asociación se encuentra en los perfiles 3 y 4. Conforman bancos tabulares de entre 20 y 110 cm de espesor compuestos por materiales arcillo – limosos, siendo este último el tamaño de grano dominante, sus contactos son netos a transicionales y presentan una

extensión lateral de cientos de metros (Fig. V.4B). La coloración gris azulada (5 YR 3/4; 5 GY 3/2) es la predominante en este tipo de depósitos.

Estos cuerpos están formados por estratos de 20 a 40 cm de potencia que internamente están integrados por la alternancia de las facies FI, Fsm y Fr en sets que varían de 4 a 10 cm. Se encuentran altamente bioturbados, con un alto porcentaje de materia orgánica, desarrollo de concreciones, moteados de color ocre, grietas rellenas con arena fina y rasgos pedogenéticos.

Interpretación: La asociación de facies 3 (AF 3) se interpreta como depósitos palustres debido a que se conforma de facies finas, su coloración gris azulada característica, la presencia de materia orgánica y rasgos de bioturbación abundantes. En estos ambientes, el desarrollo de la facies FI se genera a partir de la depositación sub-ácuea bajo condiciones someras. La presencia de niveles de óndulas sugiere el ingreso de corrientes tractivas posiblemente con posterior retrabajo por oleaje y finalmente en los estadios de baja energía, condicionadas por la decantación y preservación de la laminación.

En esta asociación, predominan sobre FI, las facies Fsm y Fr, las cuales sugieren la obliteración de estructuras primarias, como la laminación, debido a la intensa actividad de organismos y pedogénesis característico de los sistemas palustres, generando así el aspecto masivo de los depósitos. Este tipo de ambiente se desarrolla en las zonas más deprimidas de la llanura de inundación fluvial, donde se producen encharcamientos y ocasionalmente se crean condiciones reductoras (Busquets et al., 1992). Los niveles moteados sugieren variaciones en las condiciones redox, y por otro lado la presencia de grietas y rasgos pedogenéticos evidencian que estos encharcamientos periódicamente se evaporaban y eran sometidos a modificaciones edáficas (Silva et al., 1996).

V.4.AMBIENTE SEDIMENTARIO

El análisis sedimentológico llevado a cabo en el área sugiere la interrelación de asociaciones de facies propias de un sistema fluvial desarrollado en una extensa planicie aluvial. Los rasgos sedimentológicos y geomorfológicos evidencian el registro de distintos canales y/o paleocanales fluviales, desbordes y áreas palustres, constituyendo distintos subambientes de un sistema de abanico aluvial instalado en el área de estudio.

En relación a la AF 1, esta se encuentra mejor representada en la parte basal del perfil 1 y se corresponde a depósitos de uno de los canales fluviales inactivos que forma parte de la unidad geomorfológica 1e: Abanico de derrames Reciente del río Cuarto, definida

anteriormente (Fig. IV.1). El registro facial muestra caracteres de canales arenosos multiepisódicos, con desarrollo de formas de lecho de intracanal de crestas sinuosas y rectas que acrecieron corriente abajo. La transición de las facies presentes señala que el relleno de estos canales estuvo controlado por variaciones en el régimen de flujo y posibles migraciones laterales. Los mismos se presentan como cursos meandriformes con orientación N-NE y S-SE, un ancho promedio de 19,12m, y paleocorrientes hacia el S-SO.

Asociado a los canales y paleocanales, los depósitos de desbordes (AF 2) son los que toman mayor relevancia en el análisis sedimentario. Las características que éstos presentan (geometrías y estilo de relleno) permite establecer que el proceso dominante de los mismo fue el de flujos mantiforme de alto régimen abarcando amplias áreas. Las facies de bajo régimen son la consecuencia de expansión del flujo y la pérdida de energía de la corriente de descarga, favoreciendo la depositación. Un rasgo distintivo de tales flujos en manto son las profundidades muy someras que perduran escaso tiempo, conformando amplios abanicos de desborde en la planicie de inundación (Galloway y Hobday, 1996). Eventualmente estos flujos alcanzaron las áreas más distales de la planicie llegando a alternarse con las zonas de encharcamiento de la misma caracterizadas como ambientes palustres (AF 3). Este último es otro subambiente preservado en el registro sedimentario cuya mayor relevancia se presentan hacia el sector oriental del área.

La interrelación que exhiben las asociaciones de facies AF 1, 2 y 3, sugieren ciertos aspectos de los principales factores involucrados en la agradación de la planicie aluvial. A lo largo de décadas o siglos, sólo una pequeña fracción del total de los sedimentos de un sistema es transportada por el río, siendo que la mayor parte se almacena en las llanuras de inundación contemporáneas por lo cual el estudio de las mismas es de suma importancia. Las llanuras de inundación generalmente se forman durante períodos considerables de tiempo, a lo largo de un río lateralmente estable o de lenta migración lateral. Es común que las partes basales o distales registren facies de un régimen de flujo previo, mientras que las unidades superiores o aquellas proximales al canal representen los sedimentos transportados y depositados por el régimen de flujo actual (Nanson y Croke, 1992). Esto se corresponde con los perfiles relevados en el área (Fig. V.1), en los cuales en la base de los mismos se observan facies de relleno de canal y planicie distal, que se corresponden con un comportamiento previo asociado a un abanico aluvial, mientras que por encima de estos depósitos se apoyan potentes espesores de sedimentos correspondientes a eventos de desbordes relacionados al régimen actual.

Hasta el momento se discute cuáles son los procesos principales para la formación de las planicies de inundación, sin embargo, existe consenso de que la acreción lateral de point bar, la acreción vertical de desbordes y la acreción de canales abandonados son los más comunes (Nanson y Croke, 1992). Los recurrentes depósitos de desbordes a causa de inundaciones, presentes en el registro sedimentario relevado en el área llevan a considerar este proceso como la principal causa del crecimiento de la planicie. El cual es característico en sistemas fluviales de bajo gradiente (Schumm, 1968; Burrin y Scaife, 1984; Burrin, 1985) donde el desarrollo de levees, crevasse splays y depósitos palustres (AF 2 y 3) son estilos muy comunes de depositación (Coleman, 1969). Por otra parte, la presencia de AF 3 y depósitos de grano muy fino también pueden asociarse al tercer mecanismo que se menciona vinculado a la acreción de canales abandonados (Lewin, 1983; Nanson y Croke, 1992).

Teniendo en cuenta esta información y, siguiendo la categorización de planicies aluviales propuesta por Nanson y Croke (1992), es posible clasificar a la planicie aquí estudiada en el orden B3: ríos meandriiformes con migración lateral en una llanura aluvial, suborden B3c: canales con migración lateral en llanura aluvial y ambientes palustres y una potencia de canal de $60Wm^{-2}$ (Fig. V.5).

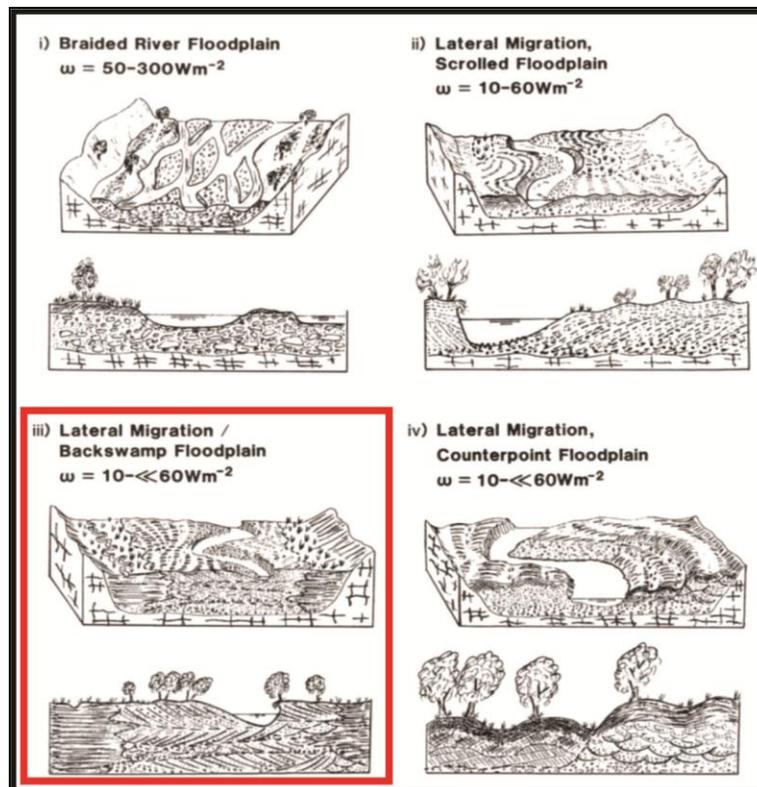


Figura V.5: Esquemas de llanuras de inundación del tipo B de mediana potencia de canal en sedimentos no cohesivos (Nanson y Croke, 1992), el recuadro señala el subtipo B3c.

CAPÍTULO VI

**VARIACIONES MORFOLÓGICAS EN EL
RÍO CUARTO Y SU RELACIÓN CON
LOS EVENTOS DE DESBORDE**

VI.1.INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se analizarán los distintos parámetros geométricos de canal que caracterizan el tramo final de la faja fluvial del río Cuarto con el objetivo de detectar anomalías en la sección y patrón del canal, bajo la hipótesis de que estos constituyen parámetros sensibles a cambios naturales como el régimen de caudal y sedimentos e intervenciones humanas como canalizaciones y albardonado. Esto último cobra importancia ya que, como se ha descrito en el capítulo geomorfológico en las unidades *Abanico de derrames reciente del río Cuarto* y *Derrames distales del río Cuarto*, la influencia humana es notoria y se ha acentuado en las últimas décadas siendo, las obras de canalización y albardonado, las principales distorsionadoras de la posición e intensidad de los fenómenos de desbordes debido a que modifican la funcionalidad original del curso y el flujo de agua y sedimentos hacia la llanura de inundación, es por ello que el mismo se ve forzado a transportar todo el caudal dentro de un estrecho canal (18,21m).

A causa de lo expuesto anteriormente surge primeramente la necesidad de tipificar el cauce del río Cuarto con el fin de detectar posibles desajustes ocurridos durante los últimos 65 años. Con este fin se toma una definición de clasificación ofrecida por Platts (1980) donde "clasificación en sentido estricto significa ordenar o disponer objetos en grupos o conjuntos sobre las bases de sus similitudes o relaciones". El esfuerzo de clasificar cursos no es nuevo, Davis (1899) divide a los canales en tres clases basadas en estadios relativos de ajuste: juvenil, maduro y senil. Adicionalmente, la clasificación de sistemas fluviales basados en delineaciones cualitativas y descriptivas fue subsecuentemente desarrollada por Melton (1936) y Matthes (1956). Desde esos años hasta la actualidad se sucedieron un sinnúmero de clasificaciones, todas con el mismo sentido, proponer un sistema clasificatorio de tipo universal capaz de contemplar razonablemente todas las morfologías de canal existentes. En este trabajo se utilizará la clasificación morfológica de ríos de Rosgen (1994), una de las más frecuentemente utilizada para tipificar cursos fluviales.

Los parámetros del curso que se midieron fueron: ancho de canal y longitud, radio de curvatura y sinuosidad de meandro, tanto espacial como temporalmente, esto último realizado con el fin de poder comparar los cambios que pueda haber experimentado el río Cuarto a lo largo del tiempo, por ello que se han analizado imágenes satelitales Google earth del año 2016, fotografías Corona KH-4B de 1972 y la carta topográfica N° 3363-27-2, Ea. El Once del ExIGM que data de 1950. En todos los casos se ha medido la sinuosidad teniendo en cuenta la fórmula de Leopold y Wolman (1960), $S = L_c/L_v$, donde L_c es la longitud del

canal y L_v la longitud del valle. Luego se realizaron los cocientes $S'50/S'72$ y $S'72/S2016$ para determinar si existieron cambios y en el caso de ser positivo definir el sentido del mismo y así inferir posibles modificaciones en las condiciones hidráulicas.

Para la situación actual se ha medido el ancho de canal, en el punto de inflexión entre meandros, correspondiente al ancho de canal lleno (bankfull) ya que está asociado con la descarga efectiva, considerada geomorfológicamente significativa o formativa de la morfología del canal. (Leopold et al., 1964). Posteriormente se les realizó un análisis estadístico que consistió en el cálculo del desvío estándar (σ) y coeficiente de variación (c_v), donde la primera es una medida de dispersión que indica cuánto pueden alejarse los valores respecto al promedio, es por ello que mientras mayor es la desviación estándar mayor es la

dispersión de la población y está representada por la fórmula: $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{N}}$ Por su

parte el coeficiente de variación mide la dispersión relativa de una muestra ya que toma en cuenta su magnitud, es decir, refleja la cantidad de variabilidad en relación con la media y dado que este no se basa en unidades, se puede utilizar para comparar la dispersión de los conjuntos de datos que tienen diferentes unidades o diferentes medias. Su fórmula es la

siguiente: $C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}}$.

Además, se calculó la sinuosidad, siguiendo la formula presentada, pero dividiendo al cauce en cuatro segmentos con el fin de comparar variaciones entre ellos, como también la longitud de onda y el radio de curvatura. Estas divisiones se definieron de manera subjetiva, solo teniendo en cuenta cambios de sinuosidad aparente del curso.

Estos parámetros se utilizaron como variables en ecuaciones predictoras tanto cualitativas como cuantitativas con la finalidad de detectar cambios en los diversos parámetros medibles del río Cuarto y así poder explorar posibles vínculos con los rasgos de desbordes.

VI.2. CARACTERIZACIÓN DE LA FAJA FLUVIAL

En este apartado se desarrolla un análisis cualitativo y cuantitativo detallado en el cauce río Cuarto, con el propósito de inferir posibles variaciones en las condiciones hidráulicas teniendo en cuenta los resultados obtenidos a partir del análisis cartográfico. El mismo se realizó primero teniendo en cuenta la longitud total de la faja fluvial de 19,6 km y posteriormente se hizo el mismo cálculo para cada uno de los cuatro segmentos definidos (Fig. VI.1).



Figura VI.1: Imagen satelital donde se indican en rojo los distintos segmentos en los que ha sido dividida la faja fluvial del río Cuarto. En anaranjado se señala el tramo total.

Dentro de la tipificación geomorfológica propuesta, que puede ser observada en la figura VI.2, el río Cuarto se ubicaría en el “*tipo E*”, que reúne a canales de alta sinuosidad con llanuras de inundación muy amplias, que pueden acarrear diversos tamaños de grano aunque son comunes las fracciones arena fina – arcilla. Son canales profundos y estrechos, altamente eficientes a la hora de transportar sedimentos y distribuirlos en la llanura de inundación (Rosgen, 1994).

compara con los restantes, esto puede deberse a que es calculado en base a 6 valores lo que puede constituir un dato poco representativo.

El desvío estándar con un valor de 4,88m implica que el ancho promedio del canal no varía más de 5m a lo largo de toda la longitud tratada. En relación al análisis de los segmentos individuales, el 1 y 2, tienen valores muy similares que se mantienen por debajo de los 4m; el segmento 3, por su parte alcanza el máximo valor superando los 5m y el 4 tiene casi el mismo valor que el desvío promedio.

Por último se ha calculado el coeficiente de variación para obtener una mejor interpretación del grado en el que cambia la variable ya que a mayores valores de Cv mayor heterogeneidad entre las secciones de canal y viceversa. En este caso todos los valores son similares y se encuentran cercanos a 0,27 obtenido para el total de las muestras, siendo el correspondiente al segmento 2 el menor y el del segmento 1 el mayor.

IV.2.2. Cambios en la sinuosidad.

La variación de la sinuosidad en el tiempo es una medida representativa de la tasa de migración del canal. Para estudiar esta variación se midieron y compararon datos en imágenes y cartas topográficas correspondientes a los años 1950, 1972 y 2016 con el fin de determinar si el río sufrió cambios temporales de relevancia. Como surge de la tabla VI.2, el valor de sinuosidad para el año 1950 fué de 1,27 mientras que aumenta a 1,38 para el 1974 y se mantiene prácticamente constante hasta la actualidad.

Por otra parte se calcularon los cocientes entre S'_{50}/S'_{72} y S'_{72}/S_{2016} , que muestran que en ambos casos los valores son sensiblemente menores a 1, lo que implica que durante todo el período medido (66 años) la longitud del canal siempre creció, aunque el primero de ellos se aleja más de la unidad, lo que implica que entre 1950 y 1972 ocurrieron los mayores cambios relativos, de allí que la longitud del curso aumentó en aproximadamente 3km, valor que representa el 15,43% del total del tramo de canal.

Tabla VI.2: Variaciones temporales de sinuosidad del río Cuarto. LC: longitud del canal y LV: longitud del valle.

SINUOSIDAD			
	1950	1972	2016
LC (m)	16214,56	19440	19612
LV (m)	12790,13	14101	14176
S	1,27	1,38	1,38
Cociente '50/'72		Cociente '72/2016	
0,920		0,997	

Tabla VI.3: Valores de sinuosidad para los cuatro segmentos definidos para el año 2016.

	SINUOSIDAD 2016			
	Segmento 1	Segmento 2	Segmento 3	Segmento 4
LC (m)	2377	4095	4757	8467
LV (m)	1719	2990	3521	5936
S	1,38	1,37	1,35	1,43

Como se mencionó en el apartado anterior, se han definido cuatro segmentos sobre la imagen del año 2016 en los cuales también se realizó el cálculo de sinuosidad, con el fin de determinar si existe alguna relación con los rasgos de desborde. De los resultados mostrados en la tabla 3 se extrae que el valor de este parámetro es similar para los segmentos 1 y 2, mientras que es sensiblemente menor para el 3 y se torna mayor hacia el 4, segmento que coincide con la antigua zona de derrames del río Cuarto (Fig. VI.3A).

Este análisis se basó en la hipótesis que el confinamiento de las crecidas dentro del canal a causa del albardonado artificial, incrementa la potencia de la corriente, obligando así al río a aumentar la sinuosidad como un recurso para elevar la rugosidad del canal y absorber así la energía del flujo. Entonces si se tiene en cuenta la figura VI.3 y se la relaciona con el valor de sinuosidad para cada segmento, se puede decir que en el segundo y especialmente en el tercero hay una mayor concentración de eventos de desbordes coincidente con los valores más bajos de sinuosidad y que el cuarto segmento es el que mayores cambios sufrió, si se comparan las imágenes de 1972 y 2016, aunque no presenta rasgos de desbordes notorios en la actualidad.

Los cambios podrían estar asociados con la canalización realizada a comienzo de los años '50, ya que esto implicó que el caudal de crecida que era derramado en una importante planicie aluvial (63,67 Km² o 63.670ha) denominada Abanico de derrames recientes del río Cuarto (Fig. VI.1), pase a estar confinado en un cauce, y a razón de esto obligar al río a incrementar la sinuosidad, a través de un aumento de la migración que resultó en el aumento de 3km del largo total del canal. Posterior a este evento no han ocurrido cambios en la sinuosidad de relevancia, a pesar que a través de las imágenes pueden verse procesos de migración de meandros y cambios considerables en la morfología de la faja (Fig. VI.3B), sobretodo en el sector terminal (Segmento 4).

En definitiva esto es coincidente con la hipótesis planteada precedentemente, acerca de que las sucesivas obras de albardonado que se realizaron a lo largo de todas las márgenes del canal durante estos últimos 60 años, y podrían ser las causantes de que durante los momentos de crecida al no poder desbordar hacia la llanura de inundación, potencie

procesos de erosión – sedimentación debido a la gran energía de la corriente, obligando al canal a aumentar su longitud.



Figura VI.3: A: Fotografía Corona KH-4B 1972, en rojo se señalan las líneas de flujo correspondientes a los eventos de desbordes inmediatos al canal; en el recuadro anaranjado se marcan los segmentos 3 y 4. B: Imagen satelital del año 2016 con zoom del sector remarcado.

IV.2.3. Análisis cuantitativo de parámetros de meandro.

En este apartado se utilizaron las formulas definidas por Leopold y Wolman (1960) que permiten relacionar empíricamente los distintos parámetros que definen la geometría de los meandros, como longitud y radio de curvatura de meandro y ancho de canal (Fig. VI.4). La finalidad del análisis es comparar los datos teóricos que surgen de las ecuaciones (Tab. VI.4) con los valores medidos del río Cuarto, para así poder constatar si existen anomalías en el patrón morfológico del curso e inferir posibles relaciones con la dinámica aluvional.

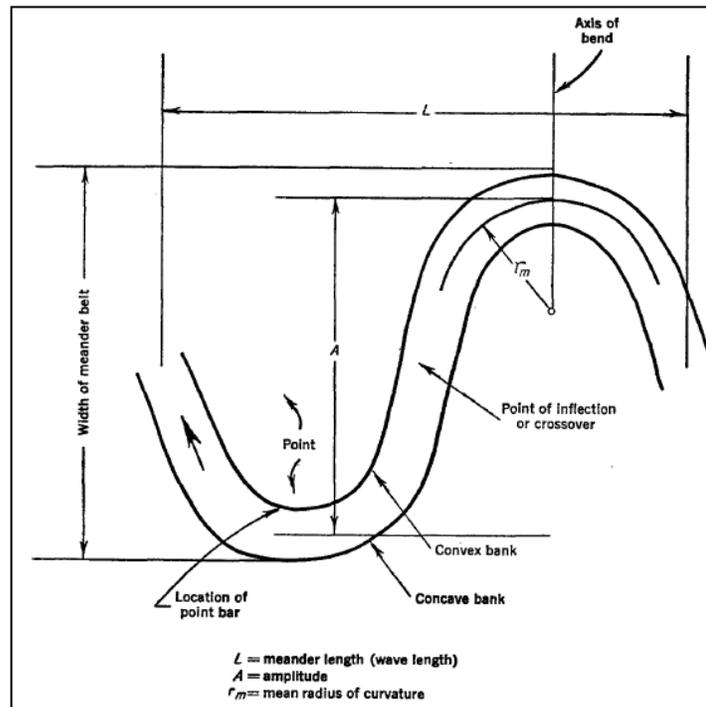


Figura VI.4: Parámetros geométricos de un canal meándrico (vista en planta). Tomado de Leopold y Wolman, 1960.

Los estudios que comparan los distintos parámetros sobre la geometría de los ríos meándricos arrojan resultados similares, sin embargo, las correlaciones más consistentes se obtienen entre la longitud de onda (L), el radio de curvatura (r_m) y el ancho de canal (w) (Leopold y Wolman, 1960). Varios autores han expresado estas relaciones para los ríos sinuosos de planicies aluviales a través de ecuaciones empíricas (Fig. VI.5). En las seleccionadas puede apreciarse que los exponentes de las mismas se encuentran muy cercanos a 1, es por ello que se puede considerar como lineal a la relación entre las distintas variables geométricas del canal.

Tabla VI.4: Formulas empíricas propuestas por Leopold y Wolman (1960) donde se correlacionan el ancho de canal y los parámetros geométricos de un meandro.

Longitud de Onda / ancho de canal	Longitud de Onda / radio de curvatura
$L = 10,9 w^{1,01} (1)$	$L = 4,7 r_m^{0,98} (2)$

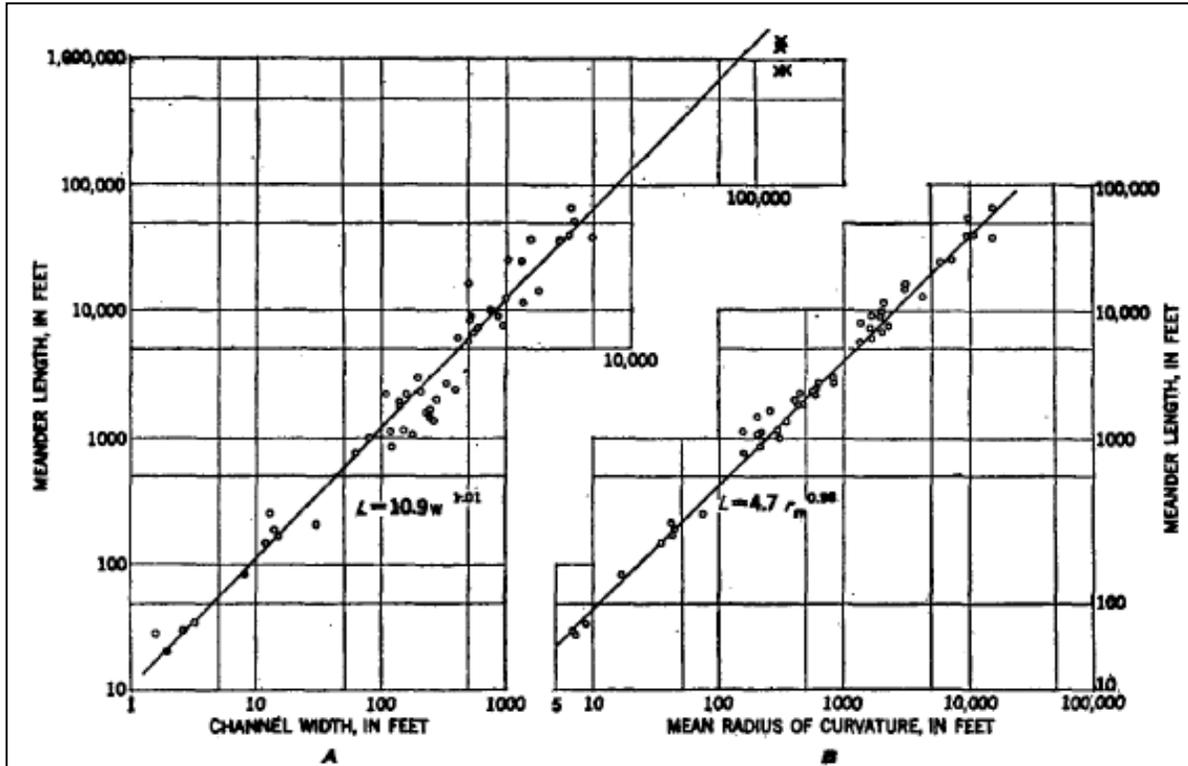


Figura VI.5: Graficas de regresiones tomadas de Leopold y Wolman, 1960. A la izquierda se aprecia una razonable correlación entre la relación longitud de onda/ancho canal y a la derecha longitud de onda/radio

Leopold y Wolman, obtuvieron valores consistentes para la relación L/w donde L se encuentra en un rango de 7 a 10 veces el ancho de canal, mientras que existe una inconsistencia entre la amplitud de meandro y el ancho, como también una escasa correlación entre amplitud y longitud de onda. Por otra parte, se puede considerar que la buena correlación entre el ancho, la longitud de onda y el radio de curvatura que se muestra en todos los ríos medidos, permitió inferir un comportamiento del patrón de canal, independiente de los materiales que conforman el lecho y las paredes del canal (Leopold y Wolman, 1960).

Teniendo en cuenta la correlación entre ambas ecuaciones y si se asume que el exponente tiene un valor igual a 1 pueden expresarse como sigue:

$$L = 10,9 w^{1,01} = 4,7 r_m^{0,98} \longrightarrow r_m/w = 10,9/4,7 = 2,3$$

Los autores arribaron a este valor (2,3) a través del análisis de una muestra de 50 ríos en los más variados ambientes geomorfológicos y obtuvieron como resultado que la mediana es 2,7, la media 3,1, y dos terceras partes de los casos se encuentran entre 1.5 y 4, y que aproximadamente un cuarto de los valores se encuentran entre 2,0 y 3,0. En base a esto llegaron a la conclusión de que el radio de curvatura y el ancho del canal tienen una influencia sobre la resistencia al flujo, lo que ofrece alguna pista acerca de la base hidráulica que da lugar a la similitud geométrica observada entre los canales meándricos pese a la diferencia de tamaños entre ellos.

A partir de esto se propuso realizar el mismo análisis para el tramo definido del río Cuarto, usando solo las variables que presentan una mejor correlación y de esta manera poder determinar si siguen un comportamiento similar a lo que indican las ecuaciones predictoras (Tab. VI.4) propuestas por Leopold y Wolman (1960), asumiendo a estas como la relación “normal” entre parámetros geométricos que tienen los meandros en ríos sinuosos.

Para esto se utilizaron los datos medidos y luego promediados de radio de curvatura y ancho de canal en base a los cuales se estimó un *valor teórico de longitud de onda, que surge* de usar los valores medidos de ancho (w) y radio de curvatura (r_m) en las ecuaciones (1) y (2), y comparar estos datos con el valor promedio de L medido. En total se tomaron 81 datos de radio de curvatura, 82 de ancho y 41 de longitud de onda (Anexo 2 y 3), en la tabla IV.5 se expresan los valores promediados de cada parámetro.

Tabla VI.5: Valores promediados medidos de los parámetros geométricos de meandros.

	Ancho (m)	Longitud de Onda (m)	Radio de Curvatura (m)
Valor promedio de datos medidos	18,21	311,11	72,56*

Tabla VI.6: Resultados teóricos obtenidos usando las formulas (1) y (2) respectivamente.

	Relación L/w	Relación L/ r_m
Valor de L (m)	204,44	312,37*

* Valor Corregido.

El valor teórico para la longitud de onda fue de 204,44 utilizando la ecuación $L = 10,9 w^{1,01}$ (1) y 312,37 cuando se uso $L = 4,7 r_m^{0,98}$ (2), mientras que el dato promedio medido es

311,11 (Tab. VI.5). Antes de analizar los valores estimados y los medidos, se realizó para la relación (1) una prueba de fiabilidad de los resultados, comprobando si la longitud de meandro estimada está entre 7 y 10 veces el ancho de canal medido, para lo cual el resultado del cociente entre $204,44/18,21 = 11,22$ sale del rango aceptable de la correlación, constituyendo un primer indicio de anomalía morfológica entre sección y patrón de canal.

Por otro lado, si se compara el valor de L obtenido con la fórmula (1) y el medido, se observa que este último es mayor, se puede asumir entonces, que la longitud de onda de los meandros debería ser menor a la actual y por ende el curso debería presentar una mayor sinuosidad. En lo que refiere al ancho, estudios realizados por Doffo et al. (2016) en este tramo del río han mostrado que cuando el canal fue ensanchado artificialmente más del doble, en solo un evento de crecida se desarrollan bancos de sedimentación en las márgenes corrigiendo nuevamente el ancho al valor original (18,21m), por lo tanto, se considera al mismo como natural y no forzado por algún factor externo (Fig. VI.6).

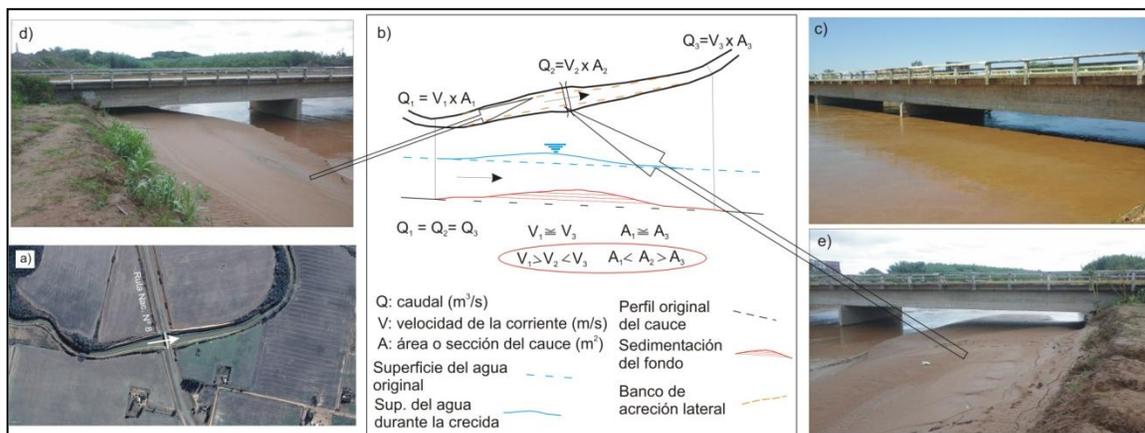


Figura VI. 6: Imagen tomada de Doffo et al. (2016). a) Punto de ensanche del río Cuarto; b) Probable efecto hidráulico que genera el ensanche del canal c) Sección del puente ocupada por la corriente del 06/01/2016; d) y e) Bancos de sedimentación en las márgenes del canal en el puente ruta Nacional N° 8 unos kilómetros aguas arriba del sector de estudio.

Por otra parte, el resultado de L que arrojó la fórmula (2) dio un valor de 389,73m, bastante mayor al que se consiguió por medio de las mediciones, cuyo dato promedio para la longitud de onda es de 311,11m. Sin embargo, se detectaron meandros con radios de curvaturas grandes y poco representativos que llevaban al promedio hacia valores mayores altos, es por esto que se decidió quitar del cálculo a aquellos radios mayores a 200m, definidos como anómalos, descartando así 7 datos que representan solo un 5,67% del total de radios medidos, por lo que el valor promedio de r_m paso de 91,17m a 72,56m. Este dato

conserva la representatividad estadística y dio un resultado estimado de L de 312,37m, prácticamente igual al valor medido.

Para complementar el análisis se calculó la relación de los promedios del ancho de canal con el radio de curvatura del meandro, expresados por la fórmula r_m/w (Anexo 4), utilizando el valor promedio corregido de r_m , cuyo resultado 4,14 es muy superior al valor que obtuvieron los autores en su análisis (2,3). Esto revela que el río Cuarto tiene un radio de curvatura cuya relación estimada es casi dos veces mayor al ancho promedio de canal esperado para este tipo de ríos (Leopold y Wolman, 1960).

En síntesis, teniendo en cuenta los cambios ocurridos a lo largo del tiempo se podría concluir que a partir de los años '50 a causa de la canalización del abanico de derrames del río Cuarto, que desafectó esta importante área de desbordes naturales del curso, pudo haber generado un aumento en la energía de la corriente contenida en el canal, coincidente con el incremento de la sinuosidad y por ende de la migración de los meandros, aumentando en 3km la longitud del cauce (1950-1972). Por otro lado a partir de los '70 comienzan a realizarse las obras de albardonado sobre las márgenes, en coincidencia con esto se observan cambios en la morfología, pero manteniendo constante el valor de la sinuosidad hasta la actualidad.

En lo que refiere al análisis por segmentos, aquellos con menor valor de sinuosidad son coincidentes con la presencia de mayores rasgos de desbordes asociados (segmentos 2 y 3), en línea con la hipótesis sobre el alivio de la energía de la corriente y por esto la menor movilidad del canal.

Las conclusiones del estudio de los parámetros del meandro se hicieron considerando que las ecuaciones predictoras (1) y (2) fueron elaboradas con un acotado número de ríos, de allí que los resultados se asumen como orientativos, pero igualmente útiles para realizar tendencias generales. Para el caso del valor de L medido mayor al estimado, si se lo calcula en base a w (1) sería razonable esperar una tendencia del canal a aumentar la sinuosidad tratando de disminuir la longitud de onda.

Por otro lado, si se analiza en base a r_m (2), el valor de L estimado resultó similar al medido, lo que implica una inconsistencia con el resultado de la ecuación (1), donde se espera una tendencia a disminuir L en base a disminuir r_m , mientras que según (2) no se deberían esperar cambios en r_m . De allí, las precauciones señaladas en el uso de estas relaciones empíricas, de todas maneras y en base a las hipótesis asumidas en este capítulo,

se considera que la evolución más probable del patrón de canal, sea la que predice la ecuación $L = 10,9 w^{1,01}$ (1).

Por último, la relación r_m/w da como resultado un valor que es el doble del teórico sobre el que se realizó la comparación, en este sentido estudios sobre esta relación señalan que el cociente entre el radio y ancho refleja el grado de movilidad de los meandros, es por ello que a medida que aumentan los valores de la relación aumenta su inestabilidad (Conesa García, 1992), esto último es consistente con la tendencia esperada de disminución del radio y el consiguiente aumento de la sinuosidad y también con ello la fricción de las márgenes, asumiendo como se mostró, que el valor del ancho del canal permanece constante.

CAPITULO VII
EVOLUCIÓN
MORFOHIDROSEDIMENTARIA

VII.1.INTRODUCCIÓN

Como su título lo señala el presente es un capítulo de síntesis, en función de los resultados de orden morfológicos, sedimentológicos, hidrológicos como también los efectos de las intervenciones humanas, mediante un modelo evolutivo del tramo final del río Cuarto y su zona de descarga, los bañados del Saladillo, desde el Holoceno superior hasta el presente.

Los bañados del Saladillo son el resultado de una larga evolución geológica que refleja la interacción de procesos endógenos y exógenos que originaron un ambiente con una dinámica peculiar. Las distintas variables en juego, como el clima, el nivel de base de los sistemas fluviales, el régimen hidrológico y la tectónica, se relacionan de tal manera que coexisten en delicado equilibrio, muy susceptibles a alterarse frente a modificaciones de origen antrópico.

Se considera a la tectónica como un control de primer orden capaz de condicionar todo el contexto morfosedimentario. Para esta región la principal estructura corresponde a la falla del Saladillo (Villegas, 1996) que es la que define el rasgo principal de toda el área y brinda las condiciones para el desarrollo de este ambiente. Un modelo que explica razonablemente la relación entre los distintos componentes es el propuesto por Withjack et al. (2002) para ambientes asociados a rift no marinos, siempre teniendo en cuenta que en este estudio se analiza una zona de llanura donde la cubierta sedimentaria es muy potente y la mayoría de las fallas no llegan a tener expresión superficial. En estos tipos de depocentros, pueden desarrollarse una gran variedad de ambientes, pero solo dos regímenes predominan, el fluvial y el lacustre. El sistema depositacional que va a prevalecer queda definido en base a la relación entre el espacio de acomodación, el aporte sedimentario y el aporte de agua. En aquellos casos donde el suministro de material supera al espacio, va a dominar la depositación fluvial (Fig. VII.1A), mientras que, si ocurre lo contrario, la depositación será de tipo lacustre. La relación entre el aporte de agua y la capacidad de los excesos (lo que se define como la relación entre el incremento en el espacio de acomodación y el input de sedimentos) de la cuenca determina las condiciones hidrológicas del lago, ya que si la cantidad de agua que ingresa excede la capacidad, el lago será hidrológicamente abierto (Fig. VII.1B) y si ocurre lo opuesto será cerrado (Fig. VII.1C). Dadas estas correlaciones la profundidad de los cuerpos de agua depende exclusivamente de las condiciones climáticas.

Las transiciones entre los sistemas depositacionales son controladas por las mismas variables (espacio de acomodamiento, suministro de agua y de sedimentos). El paso de un

sistema fluvial a uno lacustre resulta del incremento en el espacio de acomodación y/o la disminución en el aporte sedimentario. El aumento en la profundidad de un sistema lacustre ocurre por el incremento en el espacio, el decrecimiento del suministro o el incremento en la cantidad de agua que ingresa. Lo inverso sucede si decrece la tasa de creación de espacio (tasa de descenso tectónico), aumenta el aporte de material y/o disminuye el aporte de agua. La transición lacustre – fluvial resulta en un decrecimiento en el espacio o un aumento en la cantidad de sedimento. En todos los casos la tasa con la que se crea espacio es un factor de suma importancia pero, como ya se mencionó, en este trabajo toma un rol secundario por tratarse de una zona de intraplaca y por la escala temporal del estudio, por ello adquieren más importancia las condiciones climáticas, que inducen variaciones en los aportes de agua y la disponibilidad de sedimentos.

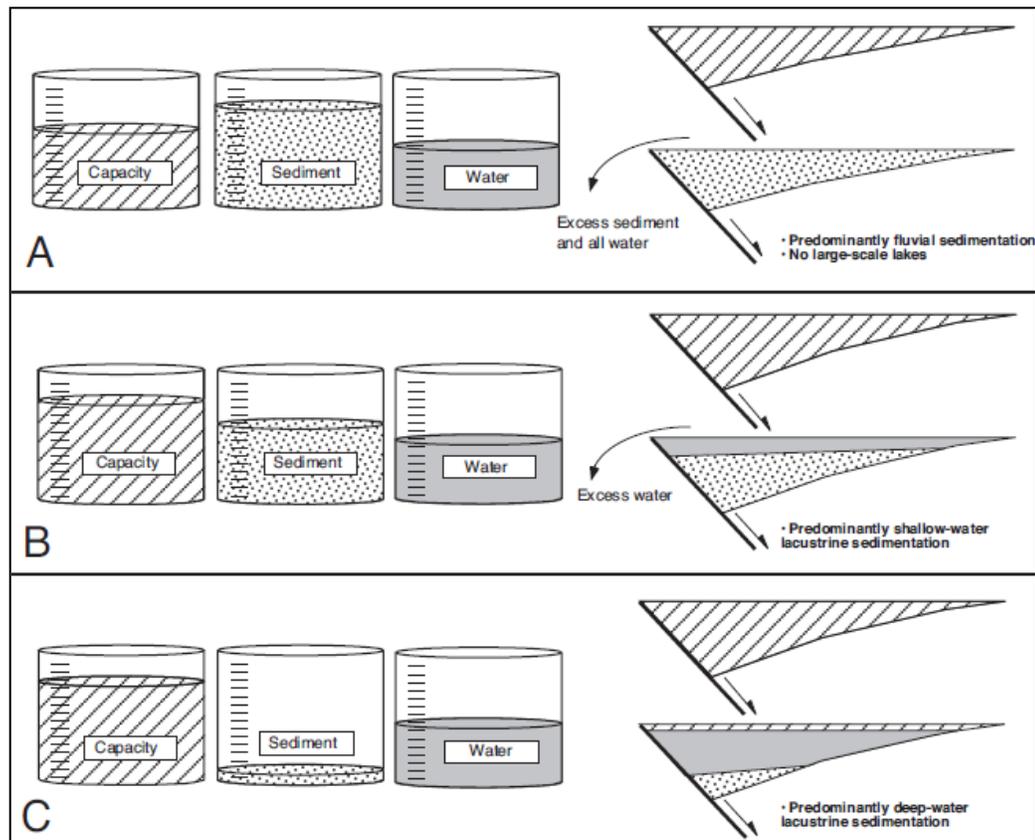


Figura VII.1: Relaciones entre la capacidad de la cuenca, el aporte de sedimentos y el aporte de agua en rift no marinos, tomado de Withjack et al. (2002). A: El aporte de sedimento supera la capacidad; B. La capacidad de la cuenca es superada por exceso de sedimento y agua; C. la capacidad de la cuenca no es superada por el aporte de agua y sedimentos.

Otro factor importante, que es explicado por Harvey (2002) es el cambio en el nivel de base de los sistemas de abanicos aluviales, que puede ser ocasionado por factores locales, la tectónica regional o por cambios climáticos. Los controles tectónicos localizados tienen efecto en la zona proximal de los abanicos sin activar la incisión hacia la zona distal, pero aquellos de alcance regional se expresan por una disección posterior al levantamiento. Los

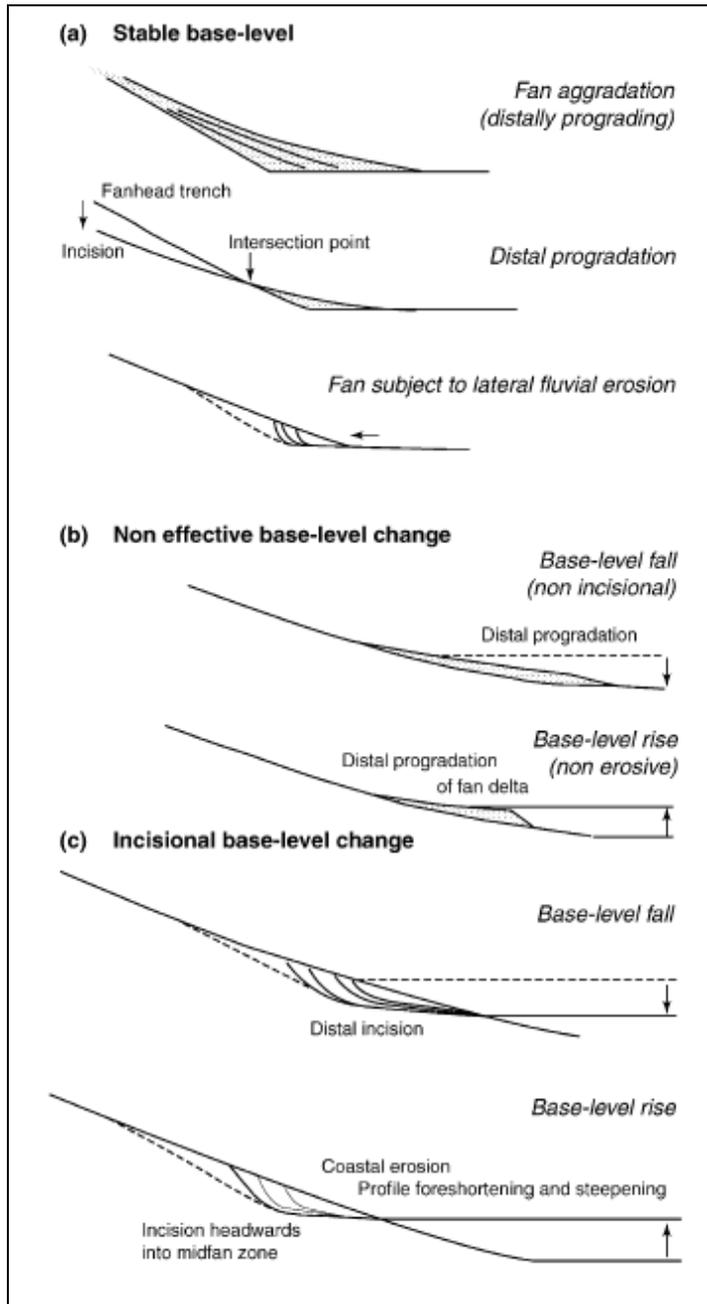


Figura VII.2: Perfiles esquemáticos de las relaciones para los abanicos aluviales bajo un rango de condiciones en el nivel de base. Tomado de Harvey (2002).

cambios que ocurren debido a causas climáticas pueden deberse a variaciones eustáticas, a cambios controlados en los niveles de lagos pluviales o, en zonas montañosas, la incisión de un curso principal puede causar un cambio en el nivel de base para estos cuerpos.

La respuesta de los abanicos aluviales ante los cambios en el nivel de base se expresa en su forma y en las relaciones en el perfil longitudinal del mismo. Cuando el nivel de base es estable, el abanico progresa sepultando la superficie que se ubica delante de él (Fig. VII. 2A). El nivel de base puede cambiar y ser inefectivo en relación al grado de disección del abanico (Fig. VII.2B), esto implica que el nivel de base se reduce pero los gradientes no son suficientes para desencadenar la incisión por lo que los abanicos progredan sobre la nueva superficie expuesta.

Por otro lado, el nivel de base puede cambiar y provocar la incisión en las zonas terminales

(Fig. VII.2C). Convencionalmente se espera que una caída del nivel cause la incisión, ya que provee el gradiente necesario para que este proceso ocurra, sin embargo, la incisión en las zonas distales se genera por un aumento en el nivel.

Para finalizar, se puede decir que en esta región se han sucedido ciclos secos y húmedos a lo largo de los últimos miles de años, que en conjunto con lo mencionado anteriormente han condicionado el funcionamiento de los bañados.

VII.2.ESQUEMA MORFOTECTÓNICO LOCAL

El área de estudio presenta un estilo tectónico definido por bloques hundidos y levantados, basculados al E y SE, que generan una morfología escalonada y ondulada, cuya expresión disminuye en el sentido de la pendiente regional hacia el sudeste (Degiovanni et al., 2005). La estructura que adquiere más relevancia dentro de este escenario es la Falla del Saladillo (Villegas, 1999) asociada a una morfoestructura regional, la falla Curapaligüe-Saladillo (Carignano et al., 2014), la misma define hacia el Este el bloque elevado llamado Planicie Loésica en el presente trabajo y al Oeste un área deprimida de orientación SO – NE denominada Bajos del Saladillo.

En este contexto geotectónico, el tectonismo ejerce un control de tipo pasivo o indirecto sobre las geoformas, por ejemplo imponiendo direcciones preferenciales a tramos del canal, generando sitios para el emplazamiento de subambientes sedimentarios, definiendo el estilo de movilidad del agua tanto superficial como subterránea, entre otros; con ese criterio se han señalado las estructuras en el área de estudio (Fig. VII.3).

En la descripción geomorfológica realizada en el capítulo IV se mencionaron las inflexiones que presenta la traza de la Paleofaja del Saladillo (Unidad 2a, Fig. IV.1), definiéndolas como pseudosinuosidad cuyos valores de longitud de onda, no se corresponden con el régimen hidrológico que pudo haber tenido el antiguo río Saladillo. De allí que el origen tectónico, es el que mejor explica el carácter ondulado del borde estructural, lo que revela que la falla Saladillo no define dos grandes bloques a través de una línea subrectilínea, sino que está compuesta por un conjunto de bloques menores delimitados por estructuras locales de rumbo E – O. Este sistema de fallas menores, se han denominado como Lavar, Los Chañaritos y la Brava, y que presumiblemente ejercen influencia sobre el bloque hundido.

Sumado a esto es aceptable considerar que esta forma curva haya sido acentuada por procesos de erosión fluvial por parte de un curso que se recostó entre ambos bloques controlando el rumbo hacia el Norte, en coincidencia con lo propuesto por Cantú y

Degiovanni (1984) acerca de la existencia de un control en el escurrimiento superficial del sector. Por su parte ya Pasotti (1991) reconoció paleocauces divagantes del río Saladillo, abandonados por interrupción del escurrimiento debido al "hundimiento muy reciente de bloques tectónicos".

La falla Assunta se ubica 20km al NO desde la falla del Saladillo y corresponde a una estructura subparalela cuya posición es coincidente con el límite occidental de la depresión (Degiovanni et al., 2005). Esta área, comprendida entre ambas fallas, es coincidente con la región en la cual se refuerza el ambiente de bañado, con dominio de ambientes palustres y donde se desarrolla el sistema de abanico aluvial del río Cuarto, de acuerdo con las evidencias sedimentológicas y geomorfológicas obtenidas (Capítulos IV y V).

En lo que respecta al río Cuarto, en cercanías al área de estudio el curso presenta una orientación E-O hasta aproximadamente 8,5 km aguas debajo de la localidad de La Carlota, si se proyecta la falla Los Chañaritos hacia el Oeste. Se observa la alineación coincidente entre la estructura y ese tramo del río, desde allí el tren de meandros inflexiona y comienza a circular en sentido SE hasta culminar en los bañados del Saladillo.

Otro dato relevante puede ser advertido realizando un perfil transversal sobre las Paleofajas Fluviales del río Cuarto (Unidad 1a, Fig. IV.1), en este se observa que las paleofajas se corresponden con bajos topográficos y que, además se posicionan en una secuencia descendente hacia el NE, lo que podría relacionarse con un basculamiento general de ese sector, aún cuando estas morfologías tienen poca expresión dentro del área de estudio.

En síntesis es importante entonces hacer referencia al control pasivo que ejercen las estructuras, ya que todas son previas al emplazamiento de las distintas geoformas, y también porque la escala temporal usada en este trabajo es lo suficientemente reducida como para considerar como una variable al tectonismo, principalmente por tratarse de una zona de intraplaca.

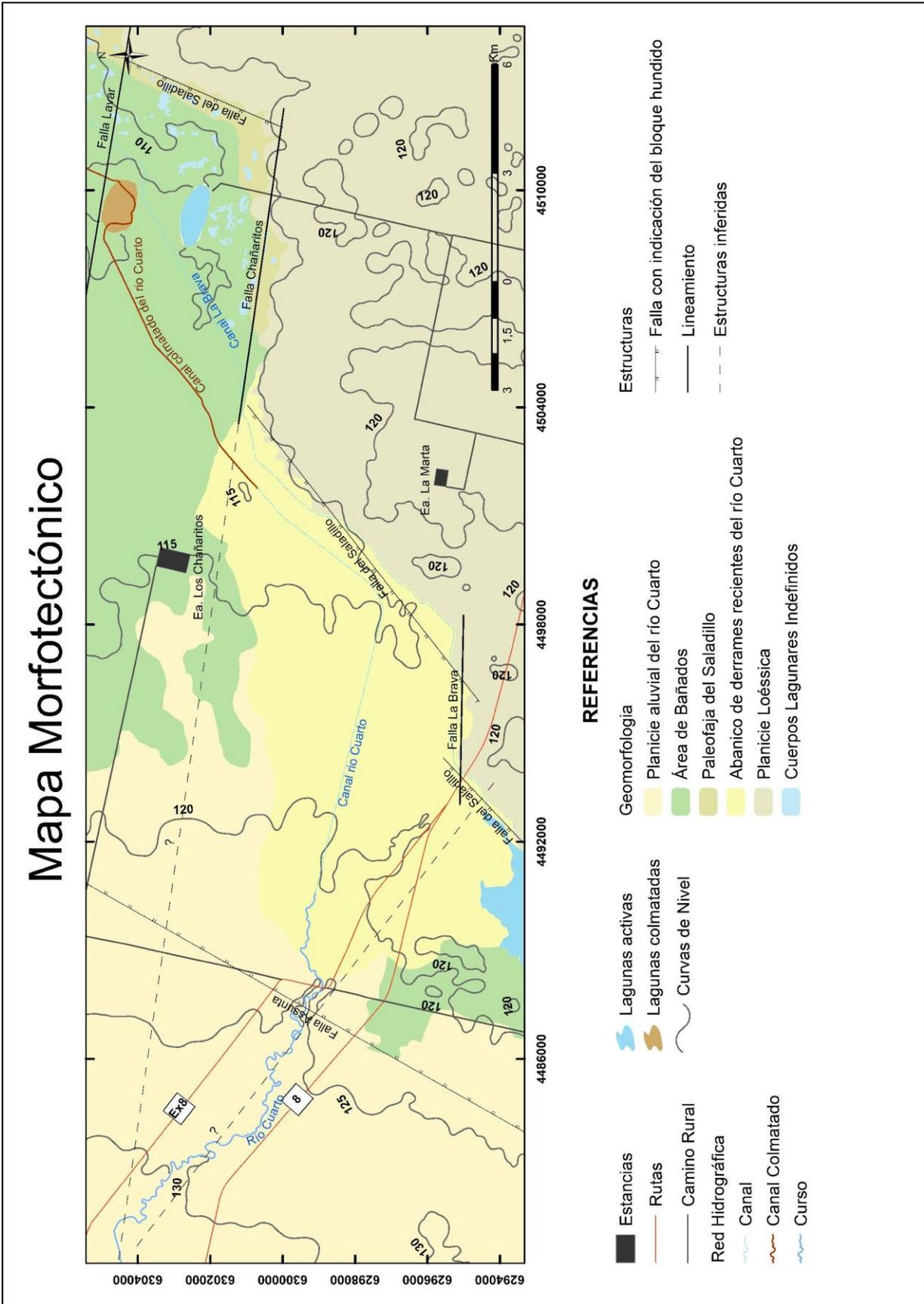


Figura VII.3: Mapa morfotectónico de la zona de derrames del río Cuarto y los bañados del Saladillo.

VII.3.EVOLUCIÓN

VII.3.1. Estadio 1.

Corresponde con el final del Holoceno superior, previo a los 1.5ka AP, período en el cual se depositó la formación Laguna Oscura (Degiovanni et al., 2005). Para ese momento el clima dominante era seco y cálido y los procesos que tenían lugar eran los asociados a erosión y deflación de suelos y sedimentos, conjuntamente con la depositación de una capa de material loésico en algunos sectores, mientras que los sistemas fluviales generaron grandes abanicos aluviales entre ellos el mega abanico del río Cuarto (Carignano et al., 2014). En la zona de transición entre estos ambientes se depositaron mantos de arena y limos arenosos. El clima semiárido fue relativamente homogéneo sobre toda la llanura, con precipitaciones de 300 – 400 mm/año, un rango de temperaturas mayor al actual y condiciones de déficit de agua por elevada evapotranspiración (Iriondo y García, 1993).

Este episodio se manifiesta a través de evidencias geomorfológicas, ya que bajo estas condiciones se desarrollan las paleofajas fluviales del río Cuarto (unidad 1a, Fig. IV.1), simultáneamente con las lomadas arenosas de interfluvio (unidad 1b, Fig. IV.1). Estas morfologías se corresponderían con el desarrollo de un abanico aluvial árido en la zona terminal del río Cuarto durante un período con déficit hídrico, donde se generaban depósitos fluviales por pérdida de caudal y por ello pérdida en la capacidad de transporte de sedimentos. El desarrollo de las paleofajas fluviales tiene lugar en momentos con mayor disponibilidad de agua dentro del mismo período árido, las que conforman zonas que han sido incididas por las corrientes durante la construcción del abanico cuando la capacidad de erosión de los cursos se lo permitía.

Conjuntamente, se desarrollaba un ambiente moderadamente palustre que conformaba el nivel de base para estos sistemas, debido a la depresión tectónica regional preexistente conocida como Depresión Curapaligüe-Saladillo (Degiovanni et al., 2005). Este desacople topográfico generó las condiciones de drenaje impedido de la región y controló el carácter endorreico del río Cuarto, también durante ese período de extrema aridez los fenómenos deflacionarios eran dominantes, removilizando no solo los materiales transportado por el viento, sino probablemente los sedimentos fluviales depositados en la posición distal del abanico, dando lugar a la generación de dunas parabólicas con las cubetas de deflación asociadas, correlacionables con la Formación San Gregorio de edad entre 3,5 y 1,4 ka AP (Iriondo y Kröhling, 2007; Iriondo et al., 2011) y con la Fm Laguna Oscura (Degiovanni et al., 2005).(Fig. VII.4).

Por su parte, los materiales eólicos se encuentran subordinados a las zonas de interfluvio, los que quedan representados por mantos arenosos en aquellos sectores que no han sido movilizados por el agua, y a la región terminal del abanico donde los procesos de deflación han sido una constante, especialmente durante los ciclos secos, y conforman un área de interferencia entre los distintos dominios.

Este estadio se corresponde con el modelo A de Withjack et al. (2002) debido a que, por tratarse de un período seco, el aporte de sedimentos es mucho mayor que la cantidad de agua que ingresa en el sistema. Es por esto que domina un ambiente fluvial donde la agradación es el proceso fundamental.

VII.3.2. Estadio 2.

Tras finalizar el período seco (1,5 ka AP), comienza a cambiar el clima y las condiciones se tornan más húmedas, esto induce a un aumento de agua en el sistema (Iriondo y Kröhling, 1995).

Este proceso se inicia con un incremento en las precipitaciones medias en la región que ocasionó que los cursos se tornen más caudalosos y conduzcan más agua hacia la depresión. Es probable que esto haya contribuido a la expansión de pequeños cuerpos de agua que posteriormente conformaron un sistema lacustre somero de mayores dimensiones. Cuando se llega al punto límite en el que la depresión no es capaz de almacenar más agua, ésta es rebasada y el excedente escurre a través de cañadas hasta encontrar un nuevo nivel de base topográficamente más abajo, que probablemente se trate del río Tercero (Fig. VII.4).

La conexión con el nuevo nivel de base desencadena un proceso de ajuste, que involucra un pulso de erosión retrocedente que llega a capturar el curso principal del río Cuarto. Este ajuste, que implicó una incisión en el perfil longitudinal del cauce, modificó severamente el ambiente de bañados provocando el drenado de los mismos y posiblemente la desaparición durante este período de los humedales característicos de esta zona. Como consecuencia de esto, se instala un régimen exorreico en la cuenca del río Cuarto. También, es probable que debido al aumento del flujo en el canal y con ello la capacidad de transporte se haya pasado de una situación de multicanales a una con un canal único con mayor caudal.

Las evidencias de este proceso de incisión del canal por captura son estratigráficas, geomorfológicas y cronológicas. Una primera inferencia se realiza en base a la posición estratigráfica que ocupan las paleofajas del río Cuarto, mencionadas en el estadio 1, ubicadas en una cota superior respecto de la que ocupa actualmente la faja fluvial del río. La

evidencia geomorfológica es la paleofaja del río Saladillo cuya traza, que aunque muy disipada, permite reconstruir la conexión con el río Cuarto (Unidad 2a: paleofaja del río Saladillo fig. IV.1) y cuya continuidad es reconocible hacia el norte fuera de la zona de estudio. Por otro lado, se asume que se trató de un solo evento de incisión y no de varios, teniendo en cuenta que a lo largo de todo el tramo estudiado del cauce no se han reconocido niveles de terraza, solo el canal actual y su amplia llanura de inundación. El fechado radio carbónico de un nivel con alto contenido en materia orgánica ubicado en la margen izquierda del río a unos 2.800m aguas arriba de la zona de estudio y a 1m por encima del nivel de agua del cauce, fue de 1,5 ka AP (Doffo et al., 2016) edad coincidente con lo que postulan distintos autores como el comienzo del período húmedo actual (Iriando et al., 2011) y probable fecha de la captura del río Cuarto. Por último, en el mapa provincial del año 1866 (Dirección de Catastro de Córdoba), se señala un curso con traza continua (régimen permanente), aproximadamente coincidente con la posición actual del río que atraviesa los bañados (arroyo Saladillo) y continúa hasta llegar al río Tercero.

Siguiendo el modelo de Withjack et al. (2002), se puede asumir que el ambiente de los bañados paulatinamente se fue tornando como un estadio B "reformado", ya que si bien existe un aumento en la cantidad de agua y sedimentos que ingresaba a estos bajos, hay que tener en cuenta que el espacio de acomodación no varía considerablemente a lo largo del tiempo y que el exceso de agua que trasvasa la depresión se establece en forma continua, como consecuencia directa de la captura, aspecto que no se contempla en el modelo general.

ESTADIOS EVOLUTIVOS DE LOS BAÑADOS DEL SALADILLO

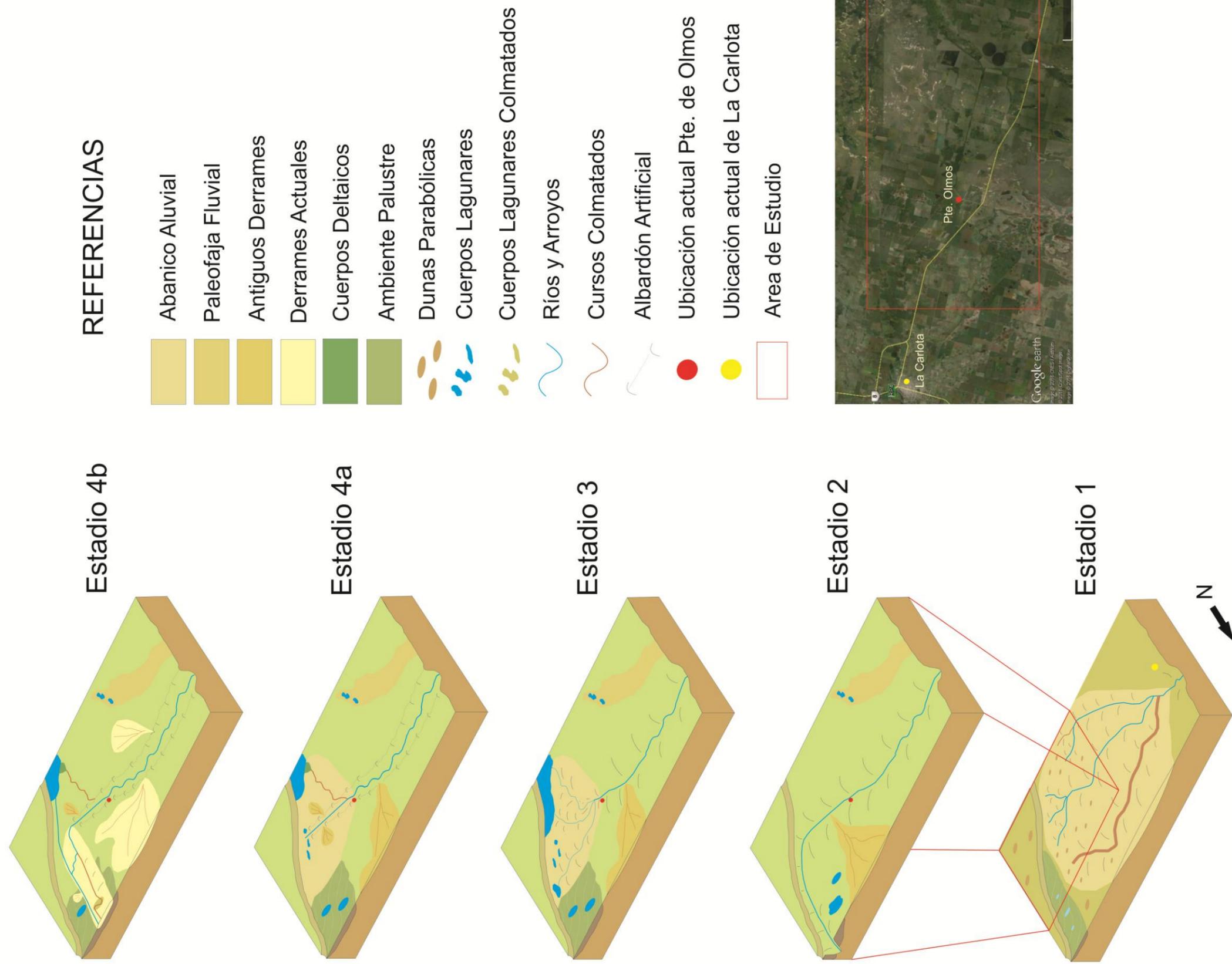


Figura VII.4: Representación esquemática de la evolución morfohidrosedimentaria para los Bañados del Saladillo.

VII.3.3. Estadio 3.

El estadio 3 comienza con el progresivo regreso de la cuenca hacia el endorreísmo, debido a la desactivación por agradación de toda la traza del canal en el tramo de la depresión (Paleofaja del Saladillo). Una explicación para ello podría buscarse en que la incisión del cauce, debido a la migración de la cabecera hacia posiciones de cuenca media, produjo un importante volumen de sedimentos, en respuesta al descenso del canal y de la evolución de la erosión de las márgenes, que limitó la capacidad de transporte del curso principalmente en el tramo de los bañados donde, como ya se comentó, la pendiente es menor. Esto se presenta en la figura VII.2, donde se explica que una caída en el nivel de base genera el aumento de gradiente necesario para disparar un proceso erosivo.

Este nuevo régimen hidrológico se percibe en un mapa de la provincia de Córdoba del año 1871 (Dirección de Catastro Córdoba), donde se señala a la depresión del Saladillo como un área de bañados o de escurrimientos temporarios sin un curso principal definido. En definitiva, la histórica zona de acumulación del río Cuarto y la captura mencionada en el estadio 2, pueden estar asociadas a la transición entre el último período seco y el clima húmedo actual. Esto ocasionó un posterior y progresivo proceso de agradación de la traza en la zona de los bañados (faja fluvial del Saladillo), con la desconexión entre las cuencas, lo que se apoya en la existencia de la denominada Paleofaja del Saladillo (Unidad 2a. Fig. IV.1).

En este escenario se desarrolla el abanico de derrames recientes del río Cuarto y con él se instala un régimen semiendorréico, ya que los bajos retienen los excesos hídricos y de sedimentos y solo se ven superados durante eventos de crecidas de magnitud que inundan el área provocando que el agua circule a través de los bañados llegando hasta el actual río Saladillo fuera de la zona de estudio, como se consigna en la Hoja ExIGM Wenceslao Escalante N° 3363-22-3 (1950). Esta dinámica morfohidrosedimentaria permitió la coexistencia de tres ambientes principales: el fluvial, que se asocia al río Cuarto (unidades: Derrames actuales y Abanico de derrames recientes del río Cuarto, fig. IV.1), el palustre ubicado en el centro de la depresión y asociado a las más bajas pendientes (0,23m/km) y el lacustre, que se caracteriza por la presencia de un gran humedal con sistemas lagunares estables de alimentación principalmente freática y pluvial, a los que llegaba agua de origen aluvial muy esporádicamente (Fig. VII.4).

De las dos unidades aluviales el abanico funcionó como la principal área de acumulación de sedimentos del río por un largo lapso de tiempo e internamente se desarrollaron

morfologías típicas de un abanico húmedo, ya que el curso principal se desconfinaba dando lugar a múltiples canales que distribuían el agua y sedimentos a lo largo de la planicie aluvial. La dimensión y patrón de estos canales se asemejan al actual cauce del río Cuarto, lo que permite suponer un régimen hidrológico similar. Se considera a la avulsión como el mecanismo dominante en esta zona de baja pendiente, tal como se lo describiera en el capítulo IV, en la unidad Abanico reciente de derrames del río Cuarto. Esta mesoforma es fácilmente reconocible a través de imágenes satelitales e internamente pueden diferenciarse los rasgos de los canales que actualmente se encuentran inactivos y quizás solo conducen agua durante épocas lluviosas. Todo el proceso queda de manifiesto en la base del perfil sedimentario n°1 (Fig. V.1) donde el registro facial muestra caracteres de canales arenosos que desarrollaron formas de lecho de intracanal (AF 1) y cuyo relleno estuvo condicionado por variaciones en el régimen de flujo.

En su extremo final estos paleocanales han desarrollado cuerpos deltaicos, siendo los mejores exponentes aquellos que se ubican en La Brava ya que perfectamente puede seguirse desde el canal alimentado. La magnitud y posición de estos cuerpo hacen suponer la existencia de una laguna de dimensiones mucho mayor que la actual laguna La Brava, a partir de la cota que tienen los ápices (117,5 msnm, hoja topográfica N° 3363-27-2, Ea. El Once del ExIGM). Por último y teniendo en cuenta lo expuesto, es posible sostener que este abanico de derrames modificó la topografía de la depresión ya que a través de los sucesivos eventos de desbordes y agradación generó una zona positiva que interrumpió la continuidad topográfica entre los bañados de la Brava y los del Saladillo y la desconexión hidrológica entre ambos.

Coetáneamente en la depresión se establecía un sistema palustre donde el ascenso y descenso de la capa freática a través del perfil del suelo conforma el proceso hidrológico de mayor importancia debido a la escasa pendiente de la zona. En este entorno coexistía el sistema de lagunas mayores, alojadas en las antiguas cubetas de deflación y el de lagunas menores, cuya génesis es probablemente fluvial e íntimamente relacionada con la paleofaja del Saladillo, en ambos casos la alimentación es freática principalmente. La estrecha relación entre los dominios palustres y lacustres coexiste con los aportes episódicos de agua dulce aluvial, que llegaban como pequeños flujos con características distales.

Las asociaciones de facies AF 2 y AF 3 reconocibles en los perfiles n° 3 y 4 (Fig. V.1), evidencian la vinculación de estos ambientes, ya que indican sedimentación sub-ácuea bajo condiciones de agua somera y procesos redox, relacionados con eventos de baja energía donde la decantación de material fino define los distintos depósitos. Por otra parte, están

presentes niveles de óndulas que sugieren el ingreso de corrientes tractivas, posiblemente con posterior retrabajo por oleaje que se encuentran asociadas directamente con la actividad del río Cuarto ya que, como se mencionó anteriormente, durante crecidas extraordinarias llegaban flujos distales arenosos dentro del humedal perfil 4 (Fig. IV.1).

Es oportuno mencionar que la interacción entre estos ambientes define el aspecto central en el estilo de desarrollo de la planicie aluvial del río Cuarto, donde los distintos eventos de desbordes causados por sucesivas inundaciones le permitieron generar esta gran zona de acumulación de agua y sedimentos característica de un sistema fluvial de bajo gradiente en clima templado húmedo.

Este período podría corresponderse con el estadio A de Withjack et al. (2002), donde el exceso de sedimentos depositados en la depresión, vuelven a establecer una discontinuidad hidrológica instalando nuevamente un régimen endorreico.

VII.3.4. Estadio 4.

Esta etapa queda definida por el comienzo de la antropización de los bañados y se ha considerado dividirla en dos episodios, a y b, teniendo en cuenta el grado de influencia de la intervención humana en el funcionamiento de los mismos.

VII.3.4.a. Estadio 4a: Se inicia en 1952 con la realización del canal río Cuarto, cuyo propósito principal fue que los desbordes no afecten el tránsito de la ex ruta nacional n°8 (Bomberos Voluntarios La Carlota com. pers.). El curso natural del río desaparecía aguas abajo del puente de Olmos (Hoja ExIGM La Carlota, 1950) y lo que se hizo con esta obra fue extender su traza prácticamente hasta el límite con el bloque elevado para drenar el agua hacia sectores más internos de la depresión (Fig. VII.4).

Esto ocasionó que el abanico de derrames deje de funcionar como tal junto con los canales que formaban parte de él, no obstante, la condición semiendorreica del río descrita para el estadio 3 no se vio afectada. A pesar de que, al inhabilitar el abanico, la cantidad de sedimentos y agua que allí se acumulaban comenzaron a llegar más directamente hacia los bañados, el efecto fue relativo ya que los sistemas lagunares no vieron afectada su funcionalidad original.

Por otro lado, la canalización y albardonado realizados en los años '50, que confinó los eventos de crecida dentro del canal artificial, desactivó el funcionamiento del abanico de derrames del río Cuarto y en esta nueva situación los desbordes ocurren solo en forma esporádica y por ruptura de la pared del albardón. En forma coincidente se detectó un

aumento en la sinuosidad (migración de meandros), y el consecuente aumento de la longitud del cauce en 3km, proceso que se asocia entre otros, al incremento en la rugosidad del canal, como estrategia para dispersar el exceso de energía debido al confinamiento de las crecidas, tal como se analizó en el capítulo n° VI.

VII.3.4.b.Estadio 4b: El paso de un régimen semiendorréico a uno exorreico, fue tomado para fijar el comienzo a este último y presente estadio. Hasta 1972, como se observa en la fotografía Corona KH-4B se mantuvo esta condición semiendorréica dentro de los bañados del Saladillo pero a partir de la década del '80, comienza una sucesión de múltiples canalizaciones que forzaron al sistema hacia un régimen exorreico (Fig. VII.4).

La primera obra es la construcción del canal La Brava, que conecta los bañados de La Brava – La Chanchera con los del Saladillo. Como se señaló en el estadio 3, estos se encontraban hidrológicamente separados por el abanico de derrames del río Cuarto, esta canalización provocó un aumento importante en la cantidad de agua que recibían anualmente los bajos del Saladillo ya que sumado al caudal que ingresaba por el Cuarto se le sumó el aporte permanente provenientes de una importante cantidad de arroyos del sur provincial, como también excesos pluviales. Un dato importante referido a estos últimos es que la cantidad de sedimentos que transporta el canal La Brava es relativamente ínfima y su aspecto más relevante es la alta concentración de sales (Fig. III.10).

A comienzo de los '90 y fuera del área de estudio, se extendieron hacia los bañados mediante canalizaciones artificiales, los arroyos Teguá, Chucul y Carnerillo, que incrementaron aún más el volumen de agua y sedimentos que recibía este ambiente, superando largamente la capacidad natural de almacenamiento, esto obligó a la canalización total del río Cuarto a través de los bañados, drenando conjuntamente a los demás sistemas, hacia el norte a través de las lagunas mayores hasta su salida por el río Saladillo, lo que ocasionó la colmatación y/o desecamiento de los cuerpos de agua (Doffo et al., 2016). Esto último es la causa por la que se define a la situación como de exorreísmo forzado.

En la zona de estudio la desaparición de la laguna La Lavar por colmatación es un caso testigo ya que en una primera etapa fue atravesada por el canal río Cuarto, cuya alta carga de sedimentos afectó irreversiblemente la existencia de esta laguna.

En la faja fluvial, a partir de los años '70 se comenzaron a realizar obras de albardonado en las márgenes del río Cuarto, para evitar desbordes (Sr. Catena com. pers.). El propósito de mantener a las crecidas dentro del cauce a través de albardones artificiales, interrumpe la estrecha relación entre el curso y la llanura aluvial, fundamental en esta posición de cuenca.

Todas las intervenciones produjeron que actualmente la zona de descarga del río Cuarto se ubique dentro de los bañados del Saladillo como consecuencia de la prolongación de las canalizaciones hacia el interior de este ambiente, que producto del rompimiento de los albardones del canal los depósitos fluviales avanzaron sobre los ambientes palustres y lacustrinos, acelerando la colmatación, como fue señalado. En el capítulo N° IV, se describió un episodio de avulsión (ocurrido en marzo del año 2015) que direccionó el escurrimiento del canal río Cuarto hacia el canal La Brava. Este episodio demostró la limitada capacidad de transporte de las canalizaciones, específicamente la asociada al río Cuarto, en estos ambientes de tan baja pendiente (0,27m/km).

El análisis sedimentológico reveló, entre otros, que el funcionamiento que hoy se observa dentro de los bañados del Saladillo es producto de la antropización que sufrió esta zona a lo largo de los últimos años ya que por encima de facies palustres (AF 3), y facies de intracanal (AF 1), se disponen potentes bancos de depósitos de desborde (AF 2), dominados por una fracción arenosa fina (perfiles 1 y 3 Fig. V.1).

El confinamiento de la crecida dentro del canal, por efecto del albardonado de las márgenes, tal como se comentó, eleva artificialmente la superficie libre del agua y con ello la energía de la corriente. Estos factores influyen en que los eventos aluviales se den con más intensidad ya que actualmente el agua rompe albardones de más de 2m de alto, cuya altura de lámina de agua es mucho mayor a un proceso de desbordamiento natural, potenciando la intensidad y magnitud del desborde.

Este estadio se corresponde con el modelo A de Withjack et al. (2002) ya que el aporte de sedimentos y agua es significativamente más alto que en los estadios anteriores, pero en este caso ocurre por razones antrópicas, lo que ocasiona que el área se vea desbordada.

CAPÍTULO VIII
CONCLUSIONES

- Sobre la base de las evidencias presentadas a lo largo del estudio se han reafirmado las hipótesis propuestas acerca de que las modificaciones antrópicas sobre los sistemas fluviales alteran la dinámica natural de los cursos, aumentando la impredecibilidad de los procesos de respuesta como desbordes e inundación.

- Los Bañados del Saladillo, como nivel de base del río Cuarto, se caracterizan por ser una depresión tectónica continental controlada por la Falla del Saladillo.

- A lo largo de las últimas décadas el área de los bañados del Saladillo se ha visto fuertemente intervenida mediante obras de canalización y albardonado artificial. Esto provocó cambios en el régimen hidrológico de esta depresión, ya que originalmente solo recibía agua y sedimentos provenientes del río Cuarto, pero en la actualidad los ingresos principalmente líquidos se han prácticamente triplicado ya que se conducen los caudales de la mayor parte de los sistemas del sur de la provincia de Córdoba, lo que ocasiona que estos bajos se saturen y pierdan su capacidad como reguladores de excesos hídricos y almacén de sedimentos.

- Se ha demostrado que, el propósito de hacer transitar los caudales de crecidas a través de los bañados hacia el río Saladillo mediante las canalizaciones, ha sido altamente ineficaz, ya que las evidencias sedimentológicas y geomorfológicas han mostrado la existencia de múltiples desbordes, fenómenos de avulsión y sedimentación, en un ambiente donde el registro sedimentario muestra la existencia de ambientes predominantemente palustres. Como es típico en ríos en cuenca baja, el último tramo del río Cuarto, presenta una morfodinámica dominada por eventos de desbordes en una amplia planicie aluvial con pendientes muy bajas, sin embargo se puede sostener que en los últimos años se intensificó su efecto como respuesta al albardonado de las márgenes del río Cuarto, ya que actualmente el agua rompe albardones de más de 2m de alto potenciando la magnitud del desborde.

- Los estudios sedimentológicos avalan la existencia de un sistema fluvial desarrollado en una extensa planicie aluvial. Aquí las asociaciones de facies correspondientes con paleocanales, desbordes y zonas palustres definen distintos subambientes que coexistían dentro de un sistema de abanico aluvial. Por encima de estos depósitos se disponen potentes espesores de sedimentos correspondientes con eventos de desbordes que se relacionan con el régimen actual.

- En función de las posibles vinculaciones entre episodios de desbordes y cambios en el patrón de canal, se encontró una sensible correspondencia entre zonas de desbordes y tramos de canal con menor valor de sinuosidad, que permitió inferir la posible incidencia entre la disminución de la energía de la corriente y una menor movilidad del canal.

- El análisis de las variaciones ocurridas sobre el río Cuarto corrobora la existencia de anomalías entre los parámetros del canal y una fuerte vinculación con las obras de albardonado artificial de márgenes.

- Las anómalas relaciones entre parámetros geométricos de canal (w , L y r_m), permiten predecir un aumento en la sinuosidad del río.

- En lo que refiere al esquema evolutivo propuesto en este trabajo es de suma importancia resaltar el control pasivo que ejercen las estructuras en relación al emplazamiento de las geoformas, debido al corto período de tiempo que se abarca en el análisis, mientras que el factor climático adquiere relevancia como modelador de la depresión ya que influye en el aporte de agua y sedimentos.

BIBLIOGRAFÍA

- Assine, M., 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 70, 357–371.
- Andreazzini, M., 2015. Análisis de los procesos de ajuste en sistemas fluviales serranos – pedemontanos frente a cambios ambientales. Cuenca del río Las Cañitas, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, UNRC. Río Cuarto, Córdoba.
- Best, J., P. Ashworth, C. Bristow y J. Roden. 2003. Threedimensional sedimentary architecture of a large, midchannel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73 (4): 516-530.
- Blair, T. C. (1987). Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57(5).
- Blair, T. C., y McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3), 450-489.
- 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. 2000a. Hidrogeología regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la Provincia de Córdoba, Argentina. 1º Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, 20 p. Fortaleza.
- Blarasin, M., A. Cabrera, E. Matteoda y G. Villalba, 2000b. Condicionamientos hidrogeológicos sobre la presencia de As en aguas subterráneas en el marco de los geoindicadores en el sur de Córdoba. Taller sobre As en aguas de bebida. Santiago del Estero. Argentina.
- Blarasin, M., S. Degiovanni, A. Cabrera, M. Villegas y G. Sagripanti, 2005. Los humedales del Centro-Sur de Córdoba. Parte A: Factores naturales y antrópicos condicionantes de la dinámica hidrológica regional. 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: 275-282.
- Bonalumi, A., R. Martino, J. Sfragulla, E. Baldo, J. Zarco, C. Carignano, A. Tauber, P. Kraemer, M. Escayola, A. Cabanillas, E. Juri y B. Torres, 2005. Hoja Geológica 3166-IV.

Villa Dolores. Secretaría de Minería de la Nación–SEGEMAR, 74 pág., 1 mapa. Buenos Aires.

- Bridge, J. y J. Best, 1997. Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology* 44 (2): 253-262.

- Burrin, P.J., 1985. Holocene alluviation in southeast England and some implications for palaeohydrological studies. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 10: 257-271.

- Burrin, P. J., y R. G. Scaife, 1984. Aspects of Holocene valley sedimentation and floodplain development in southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 95(1), 81-96.

- Busquets, P., Ramos-Guerrero, E., Moya, S., Agustí, J., Colombo, F., Checa, L., & Köhler, M. (1992). La Formación de Bellmunt (Unidad del Cadí, Pirineo oriental): aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados. *Acta geológica hispánica*, 27(1-2), 109-116.

- Cantú, M. 1992. Provincia de Córdoba. En Iriondo, M. (Ed.), *El Holoceno en la Argentina*. CADINQUA 1: 1–16. Buenos Aires

- Cantú, M. y S. Degiovanni, 1982. Rasgos tectónicos de la región Centro-Sur de la provincia de Córdoba. II Jornadas Científicas de la Fac. de Cs. Ex., Fco.-Qcas. y Nat. UNRC. Río Cuarto. Córdoba. Inédito.

- Cantú, M. y S. Degiovanni, 1984. Geomorfología de la región centro-sur de la Provincia de Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 76–92. San Carlos de Bariloche.

- Cantú, M. y Degiovanni, S. 1987. Génesis de los sistemas lagunares del centro-sur de la Provincia de Córdoba, Republica Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 289–292. San Miguel de Tucumán.

- Carignano, C. 1996. Evolución geomorfológica de las planicies en la Provincia de Córdoba durante el Pleistoceno superior. *Revista del Instituto de Geología y Minería* 11: 7–26.

- Carignano, C. 1997a. Caracterización y evolución durante el Cuaternario superior de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 208 p. Córdoba.
- Carignano, C. 1997b. El Holoceno de la Provincia de Córdoba. Revista del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy; Lugar: San Salvador de Jujuy 11: 1–20.
- Carignano, C. 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Cordoba province, Argentina: geomorphological evidence. *Quaternary International* 57-58: 117–134.
- Carignano, C., M. Cioccale y J. Rabassa, 1999. Landscape antiquity of the Central Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological evolution since Gondwanic times. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Supplement Band 118*: 245–268.
- Carignano, C., D. Kröhling, S. Degiovanni y M. Cioccale, 2014. Geomorfología. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) *Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*: 747-821, Córdoba.
- Capitanelli, R. G., 1979. Clima. En: *Geografía física de la Provincia de Córdoba*. Editorial Boldt: 45-138, Córdoba.
- Chebli, G., M. Mozetic, E. Rossello y M. Bühler, 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (20): 627-644. Bs. As.
- Chiappero, S., 2013. Hidrogeoquímica de un sector de la llanura fluvio – eólica imperfectamente drenada, bañados del Saladillo, Córdoba. Tesis de Licenciatura, UNRC. Río Cuarto, Córdoba.
- Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sed. Geol.*, 3: 129-239.
- Collinson, J.D., N.P. Mountney y D.B. Thompson, 2006. *Sedimentary Structures*. England. Terra ISBN-13: 978-1-903544-19-8.
- Conesa García, C. y Y. Álvarez Rogel, 1996. El método de geometría de cauces aplicado a la estimación de caudales máximos de crecida en la vega alta del Segura. IV Reunión de geomorfología. Grandal d'Anglade. A. y Pagés Valcarlos J. (Eds.). 469-481. Sociedad Española de Geomorfología O Castro (A Coruña).

- Costa, C. 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 285–300. Buenos Aires.
- Costa, C. 1999. Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En: Caminos, R. (Ed.) Geología Argentina, Anales 29(24), Sección 2B: 779–784. SEGEMAR, Buenos Aires.
- Costa, C. 2000. Geomorphic signature of Quaternary deformation and strategies for regional mapping in Argentina. Proceedings of 31° International Geological Congress, in CD-ROM, Brazil.
- Costa, C. H., A. C. Massabie, G. L. Sagripanti, E. Brunetto y M. Coppolecchia, 2014. Neotectónica. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 725 - 746, Córdoba.
- Costa, C. y C. Vita-Finzi, 1996. Late Holocene intraplate faulting in the SE Sierras Pampeanas, Argentina. *Geology*, 24: 1127–1130.
- Dávila, F.M, Astini, R.A. y Jordan T.E. 2005. Cargas subcorticales en el antepaís andino y la planicie pampeana: evidencias estratigráficas, topográficas y geofísicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 775–786.
- Davis, W. M., 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.*, 14: 481 – 504.
- 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. 597 pág. Río Cuarto, Córdoba.
- Degiovanni, S. & M. Cantú, 1997. Neotectonic activity in the La Cruz - Gigena depression, Córdoba, Argentina. Fourth International Conference on Geomorphology. Suplemento III. Tomo 1: 142. Bologna. Italia.
- Degiovanni, S., Villegas, M. y Doffo, N. 2003. Geomorfología del extremo Sur de la Sierra de Comechingones. 2° Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología Cuaternario y Geomorfología. Actas 1: 257–266. San Miguel de Tucumán.

- Degiovanni, S., M. Villegas, M. Blarasin y G. Sagripanti, 2005. Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Programa Nacional de Cartas Geológicas – Secretaria de Minería de la Nación. ISSN 0328-2333.
- Degiovanni S. y M. Blarasin, 2005b. Hidrología superficial y morfodinámica de sistemas fluviales en el Sur de Cba. En "Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba". ISBN: 950-665-350-X. Blarasin M., S. Degiovanni, A. Cabrera y M. Villegas (Eds), UNRC-Río Cuarto. pp: 31-40.
- Degiovanni, S., K. Echevarría, J. Andreazzini y N. Doffo, 2014. Los sistemas fluviales del sur de Cba: alteraciones históricas, procesos de ajuste y consecuencias ambientales. Actas XIX Cong. Geol. Arg. Cba. 2 p.
- De Raaf, J.F.M., H. G. Reading y R. G. Walker, 1965, Cyclic sedimentation in the lower Westphalian of North Devon, England: Sedimentology, v. 4, p. 1–52.
- Doering A., 1882. Informe Oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. Geología, Bs. As., 3.
- Doffo, N., L. Olthoff, S. Degiovanni, S., D. Origlia y M. Sánchez, 2014. Estimación de crecidas extraordinarias en el Arroyo Tegua (Cba), a partir de evidencias geomorfológicas - sedimentológicas y modelación hidráulica. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol 71. n (1). Pag. 48 – 55.)
- Doffo N., S. Degiovanni, K. Echevarria y J. Andreazzini (2016). Caracterización morfohidrológica del tramo inferior del río Cuarto y los Bañados del Saladillo y determinación de la peligrosidad de inundación de la localidad de La Carlota. Informe técnico (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 150 pp.
- Escuder. R., J. Fraile, S. Jordana, F. Ribera, X. Sánchez-Vila, E. Vázquez-Suñé, 2009. Hidrogeología. Fundación centro internacional de hidrología subterránea. Barcelona, España. ISBN: 978-84-921469-1-8.
- Falconier J. D., 1931. Terrenos Gondwánicos del Dpto. Tacuarembó. Memoria explicativa del mapa geológico. Inst. Geol. Uruguay, Montevideo, Vol., 15.
- Fernandez Garrasino, C. y A. Vrba, 2000. La F. Paraná: aspectos estratigráficos y estructurales de la región chacoparanense. En Aceñolaza y Herbst (Ed), El Neógeno en Arg. Series Correl. Geol. 14:9-27. Tucumán. ISSN 1514-4186.

- Fidalgo, F., J. Riggi, R. Gentile, H. Correa y N. Porro, 1991. Los "sedimentos postpampeanos" continentales en el ámbito sur bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(3-4): 239–256.
- Fielding, C., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fill: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Frenguelli, J. 1925. Limos y loess pampeanos. *Anales Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA* 1: 1–88.
- Gallego, S., R. Moreno y P. Campos, 2014. Cambios en la geometría de los meandros de la cuenca media del río Arias (Salta, Argentina) por efecto de la construcción del embalse Gral. Belgrano. *Revista digital del Grupo de Estudios sobre Geografía y Análisis Espacial con Sistemas de Información Geográfica (GESIG)*, pp. 201 – 225. ISSN 1852-8031.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. M.L. Broussard), pp. 87–98. Houston Geological Society, Houston, TX.
- Galloway, W. y D. Hobday, 1996. *Terrigenous Clastic Depositional System*. Springer: 489 p.
- González, J. 2002. *Sistemas de información geográfica y modelos hidrológicos: articulación para el estudio de una cuenca serrana en Córdoba (Argentina)*. Tesis de Maestría. Universidad de Comahue. 212 p. Inédito.
- Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C. (ed.) *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias* 1: 577–650. Córdoba.
- Gorgas J.A., J. Tassile, B. Jarsún, E. Zamora, E. Bosnero, E. Lovera, A. Ravelo, M. Carnero, V. Bustos, J. Pappalardo, G. Petropulo, E. Rossetti y M. Ledesma. 2003. *Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos*. Agencia Córdoba D.A.C. y T.S.E.M. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.
- Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology* 45, 67–87.

- <http://dgc.cba.gov.ar/CDC/MapasCartograficos.aspx>. Catastro de la Provincia de Córdoba.
- Iriondo, M., 1990a. Map of the South America plains -Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6: 297–308.
- Iriondo, M., 1990b. The Northern Pampa. En Loess Stratigraphy and Geomorphology of the Pampas (Post-symposium field excursion). International Symposium on Loess, INQUA.
- Iriondo, M., 1990c. The Late Holocene dry period in the Argentina plains. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 7: 197–218.
- Iriondo, M. 1997. Models of Deposition of Loess and Loessoids in the Upper Quaternary of South America. Journal of American Earth Science 10: 71–79.
- Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. Quaternary International. 57/58: 93-112.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. Santa Fe, 437 p.
- Iriondo, M. y N. García, 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18.000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101: 209–220.
- Iriondo, M. y D. Kröhling, 2007. Geomorfología y sedimentología de la Cuenca superior del Río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 14(1): 65–87.
- Jopling, A. y R. Walker, 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Journal Sedimentary Petrology 38: 971-984.
- Jordan, T. y R. W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science 286, 737-764.
- Kröhling, D., 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Córdoba y Santa Fe. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inérita) 224 p. Córdoba

- Kröhling, D. y C. Carignano, 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 673-724, Córdoba.
- Leopold LB, Wolman MG (1960) River meanders. Bull Geol Soc Am 71:769–794.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., and Miller, J.P., 1964, Fluvial processes in geomorphology: San Francisco, Calif., W.H. Freeman and Co., 522 p.
- Lewin, J., 1983. Changes of channel patterns and floodplains. In: KJ. Gregory (Editor), Background to Palaeohydrology: A Perspective. Wiley, Chichester, pp. 161-175.
- López Gómez, J.; A. Arche, 1993. Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstone Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain. In Alluvial Sedimentation (Marzo, M.; Puigdefábregas, C.; editores). Blackwell Scientific Publication. Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. Internacional Association of Sedimentologist, Special Publication 17: 363-381.
- Lorenz J. y G. Nadon, 2002. Braided-river deposits in a muddy depositional setting: the Molina member of the Wasatch Formation (Paleogene), west-central Colorado, U.S.A. Journal of Sedimentary Research 72 (3): 376-385.
- Maldonado L. 2014. Evaluación hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos confinados del sur de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita). Córdoba. Argentina. 297 p.
- Mancini, M., F. Biolé, V. Salinas, G. Morra, G. Prieto y H. Montenegro, 2014. Caracterización limnológica y fauna de peces de la laguna La Helvecia (Córdoba, Argentina). Biología acuática N°30, 141-149.
- Marshall, J., 2000. Sedimentology of a Devonian faultsbounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. Sedimentology 47 (2): 325-342.
- Matthes, G., 1956. River engineering. In: P. O. Abbott (Editor), American Civil Engineering Practice. Wiley, New York, Vol. II, pp. 15 - 56.
- Melton, F. A., 1936. An empirical classification of flood-plain streams. Geogr. Rev., 26.

- Miall, A D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci Rev* 13: 1-62
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Italia. 575 pp.
- Middleton, G.V., 1978. Facies, in Fairbridge, R.W., and Bourgeois, J., (eds.). *Encyclopedia of Sedimentology*: Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, p. 323–325.
- Mjøs R., O. Walderhaug y E. Prestholm. 1993. Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. En M. Marzo y C. Puigdefábregas (Eds.). *Alluvial Sedimentation*. Special Publication Number 17 of the International Association of Sedimentologist. 167-184.
- Nanson, G.C. y J.C. Croke, 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.
- Padula, E. y A. Mingramm, 1963. The fundamental geological pattern of the Chaco-Paraná Basin (Argentina) in relation to its oil possibilities. 6º World Petr. Congr. Francfort del Meno, 1(1):1-18.
- Padula, E. y A. Mingramm, 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del triásico en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranaense. *Actas III Jorn. Geol. Arg., Bs. As.* 1:291-331.
- Paola, C., S. Wiele, M. Reinhart, 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* 36: 47-59.
- Passotti, P., 1974. La Neotectónica en la Llanura Pampeana. *Publicaciones LVIII, Instituto de Fisiografía y Geología*. Universidad Nacional de Rosario. Pp. 1-32.
- Pasotti, P., 1991. El río Saladillo (Provincia de Córdoba). *Anales de la Academia Nacional de Geografía*, 14–15. Buenos Aires.
- Platts, W. S., 1980. A plea for fishery habitat classification. *Fisheries*, 5 (1): 1 – 6.
- Poire, D., N. Casali, M. L. Sanchez, M. Villegas y A. M. Combina, 1989. Paleoambientes sedimentarios del cuaternario de la región de Río Cuarto, Cba., Arg. II Reunión del cuaternario Ibérico. *Asoc. Española para el estudio del Cuaternario (AEQUA)*.

- Rabassa, J. 2010. Gondwanic Paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution, and age. *Geociências* 29: 541–57.
- Rabassa, J. 2014. Same concepts on Gondwana Landscapes: Long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. En Rabassa, J. y Ollier, C. (eds.) *Gondwana Landscapes in southern South America*.
- Ramos, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3):168-174. Ottawa.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(3): 41–96. Buenos Aires.
- Rodriguez, C., Mancini, M., Prósperi, C., Weyers, A. y Alcantú, G, 2000. Hidrobiología del sistema lagunar La Salada – La Brava (Córdoba), Argentina. *Natura Neotropicalis* 31 (1 y 2): 01-09.
- Rosgen, D.L., 1994. A clasification of natural rivers. *Catena* 22, 169 – 199.
- Russo, A., R. Ferello y G. A. Chebli, 1979. Llanura Chaco Pampeana. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, I: 139-163.
- Sánchez, M.L., M. Villegas y D. Poire, 1990. Paleogeografía del Cretácico Inferior en el área de Sierra de Los Cóndores, Prov. de Córdoba, Rep. Argentina. *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*. 235-246.
- Santa Cruz, J. N., 1972 a. Geología al este de la sierra Chica (Prov. de Córdoba) entre la Granja y Unquillo, con especial referencia a las entidades sedimentarias. Quinto Congreso Geológico.
- Santa Cruz, J. N. 1972 b. Geología al este de la sierra Chica (Córdoba) Valle del río Primero. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*. Tomo 1: 3-4.
- Schiavo, H., 2003. Tipos y génesis de las toscas (calcretos) de la región centro-oeste de la Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral (inérita). Universidad Nacional de Río Cuarto, 134 p. Río Cuarto.

- Schiavo, H. F., A. R. Becker y M. P. Cantú, 1995. Caracterización de los fragipanes de la depresión de Curapaligue, Pcia. De Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. Volumen 13 – N° 1.
- Selley, R. C. 1976. Ancient sedimentary environment. 237pp. London. Chapman y Hall. Ltd.
- Silva PG, Goy JL, Zazo C, Bardají T (1996) Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia). Geogaceta 20(6):1385–1389
- Slingerland, R. and Smith N. D. 1998. Necessary conditions for a meandering-river avulsion, *Geology (Boulder)*, 26, 435-38.
- Schumm, S. A., 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 79 (11), 1573-1588.
- Tripaldi, A y C. Limarino, 2008. Ambientes de interacción eólica – fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin american journal of sedimentology and basin analysis*, 1, 43-66. Asociación Argentina de Sedimentología - ISSN 1669 7316.
- Tucker, M. 1982. Field descriptions of sedimentary rocks. En: Keynes, M. y Press, H. (Eds), *Geological Society of London, Handbook 2*, 112pp.
- Villegas, M., 1996. Una visión holística del ecosistema del río Cuarto. Inédito, UNRC.
- Walker R.G., 2006. *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology, ISBN 1-56576-121-9, p. 1–17.
- White, I. C., 1908. *Relatório Final da Comissao das Minas de Carvao de Pedra do Brasil*. Imprensa Nacional. Río de Janeiro.
- Withjack, M., R. Schlische y P. Olsen, 2012. Rift Basin Structure and its influence on Sedimentary Systems. *Sedimentation in Continental Rifts*. Society for Sedimentary Geology, ISBN 1-56576-082-4, p. 57-81.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Arg. *Ameghiniana* 6(4):315-329.

ANEXOS

ANEXO 1: Datos de ancho de canal medidos para el año 2016.

ANCHO CANAL (m)					
A1	8,97	A39	16,56	A77	15,38
A2	12,38	A40	13,84	A78	14,83
A3	11,12	A41	20,02	A79	13,18
A4	11,63	A42	12,56	A80	30,41
A5	15,27	A43	18,83	A81	20,84
A6	19,17	A44	21,74	A82	19,49
A7	17,25	A45	19,01	A83	24,40
A8	20,20	A46	26,15		
A9	20,59	A47	16,67		
A10	30,85	A48	17,88		
A11	15,09	A49	27,74		
A12	17,02	A50	33,46		
A13	15,83	A51	14,27		
A14	17,68	A52	12,80		
A15	18,55	A53	16,97		
A16	18,99	A54	16,47		
A17	12,44	A55	15,85		
A18	15,32	A56	22,52		
A19	14,93	A57	11,24		
A20	20,32	A58	13,09		
A21	20,06	A59	14,22		
A22	20,98	A60	16,05		
A23	16,93	A61	13,52		
A24	21,58	A62	18,30		
A25	17,56	A63	13,05		
A26	15,02	A64	13,58		
A27	13,05	A65	19,91		
A28	11,03	A66	17,55		
A29	22,54	A67	17,32		
A30	21,29	A68	17,49		
A31	16,37	A69	20,86		
A32	18,56	A70	15,69		
A33	20,26	A71	24,87		
A34	18,32	A72	19,45		
A35	23,40	A73	18,03		
A36	23,45	A74	18,90		
A37	24,76	A75	23,78		
A38	12,79	A76	31,37		

ANEXO 2: Valor teórico de Longitud de onda (L) utilizando la fórmula $L = 10,9 w^{1,01}$ (1).

	Ancho Canal (m)	A. Canal Promedio (m)	Long. Onda (m)	Long. Teórica (m)
A1	8,97			
A2	12,38			
A3	11,12	11,75	181	131,27
A4	11,63			
A5	15,27	13,45	1101,7	150,47
A6	19,17			
A7	17,25	18,21	207	204,33
A8	20,20			
A9	20,59	20,40	356,96	229,11
A10	16,90			
A11	15,09	16,00	116,92	179,25
A12	17,02			
A13	15,83	16,43	223,27	184,11
A14	17,68			
A15	18,55	18,12	325,43	203,26
A16	18,99			
A17	12,44	15,72	388,69	176,08
A18	15,32			
A19	14,93	15,13	211,05	169,40
A20	20,32			
A21	20,06	20,19	168,03	226,78
A22	20,98			
A23	16,93	18,96	191,87	212,78
A24	21,58			
A25	17,56	19,57	218,35	219,75
A26	15,02			
A27	13,05	14,04	579,29	157,08
A28	11,03			
A29	22,54	16,79	430,76	188,19
A30	21,29			
A31	16,37	18,83	485,2	211,36
A32	18,56			
A33	20,26	19,41	222,58	217,94
A34	18,32			
A35	23,40	20,86	186,8	234,39
A36	23,45			
A37	24,76	24,11	179,18	271,24
A38	12,79			
A39	16,56	14,68	546,9	164,31
A40	13,84			
A41	20,02	16,93	232,96	189,83

A42	12,56			
A43	18,83	15,70	278,55	175,85
A44	21,74			
A45	19,01	20,38	327,29	228,88
A46	26,15			
A47	16,67	21,41	197,98	240,63
A48	17,88			
A49	27,74	22,81	271,96	256,53
A50	33,46			
A51	14,27	23,87	269,79	268,51
A52	12,80			
A53	16,97	14,89	215,6	166,69
A54	16,47			
A55	15,85	16,16	254,37	181,11
A56	22,52			
A57	11,24	16,88	333,08	189,27
A58	13,09			
A59	14,22	13,66	49,92	152,78
A60	16,05			
A61	13,52	14,79	360,00	165,56
A62	18,30			
A63	13,05	15,68	243,42	175,62
A64	13,58			
A65	19,91	16,75	244,18	187,74
A66	17,55			
A67	17,32	17,44	333,41	195,55
A68	17,49			
A69	20,86	19,18	428,26	215,27
A70	15,69			
A71	24,87	20,28	513,01	227,81
A72	24,41			
A73	18,03	21,22	309,8	238,47
A74	18,90			
A75	23,78	21,34	361,3	239,84
A76	31,37			
A77	15,38	23,38	251,14	262,95
A78	14,83			
A79	13,18	14,01	396,04	156,74
A80	30,41			
A81	20,84	25,63	247,98	288,52
A82	19,49			
A83	24,40	21,95	314,32	246,70
			311,11	204,44

ANEXO 3: Valor teórico de Longitud de onda (L) utilizando la fórmula $L = 4,7 r_m^{0,98}$ (2). En celeste se señalan los datos anómalos (superiores a 200m).

Ancho Canal (m)	A. Canal Promedio (m)	Radio de curvatura (m)	Longitud Teórica (m)
A1 - A2	10,68	97,09	416,42
A2 - A3	11,75	42,19	183,99
A3 - A4	11,38	52,42	227,62
A4 - A5	13,45	381,78	1593,22
A5 - A6	17,22	55,03	238,72
A6 - A7	18,21	57,86	250,74
A7 - A8	18,73	55,64	241,31
A8 - A9	20,40	78,58	338,46
A9 - A10	18,75	61,61	266,66
A10 - A11	16,00	57,14	247,68
A11 - A12	16,06	53,41	231,83
A12 - A13	16,43	55,08	238,93
A13 - A14	16,76	41,47	180,92
A14 - A15	18,12	80,32	345,80
A15 - A16	18,77	46,15	200,90
A16 - A17	15,72	46,18	201,03
A17 - A18	13,88	361,56	1510,48
A18 - A19	15,13	47,94	208,54
A19 - A20	17,63	43,68	190,36
A20 - A21	20,19	21,32	94,26
A21 - A22	20,52	41,05	179,12
A22 - A23	18,96	48,71	211,82
A23 - A24	19,26	41,56	181,30
A24 - A25	19,57	68,96	297,80
A25 - A26	16,29	52,73	228,94
A26 - A27	14,04	247,45	1041,64
A27 - A28	12,04	94,08	403,76
A28 - A29	16,79	155,44	660,43
A29 - A30	21,92	167,02	708,62
A30 - A31	18,83	139,00	591,91
A31 - A32	17,47	106,60	456,35
A32 - A33	19,41	49,10	213,48
A33 - A34	19,29	40,87	178,35
A34 - A35	20,86	102,45	438,93
A35 - A36	23,43	38,3	167,35
A36 - A37	24,11	53,01	230,13
A37 - A38	18,78	129,31	551,44
A38 - A39	14,68	195,07	825,06
A39 - A40	15,20	78,69	338,92
A40 - A41	16,93	55,09	238,97

A41 - A42	16,29	73,40	316,58
A42 - A43	15,70	83,67	359,93
A43 - A44	20,29	67,38	291,11
A44 - A45	20,38	49,66	215,87
A45 - A46	22,58	48,75	211,99
A46 - A47	21,41	66,54	287,55
A47 - A48	17,28	41,61	181,51
A48 - A49	22,81	96,60	414,36
A49 - A50	30,60	48,77	212,07
A50 - A51	23,87	152,36	647,61
A51 - A52	13,54	50,11	217,78
A52 - A53	14,89	45,10	196,42
A53 - A54	16,72	51,28	222,76
A54 - A55	16,16	30,29	132,98
A55 - A56	19,19	92,96	399,05
A56 - A57	16,88	100,59	431,12
A57 - A58	12,17	100,33	430,03
A58 - A59	13,66	54,42	236,12
A59 - A60	15,14	62,11	268,78
A60 - A61	14,79	71,26	307,53
A61 - A62	15,91	59,51	257,75
A62 - A63	15,68	31,59	138,57
A63 - A64	13,32	130,45	556,20
A64 - A65	16,75	54,79	237,70
A65 - A66	18,73	247,06	1040,03
A66 - A67	17,44	68,52	295,94
A67 - A68	17,41	42,80	186,60
A68 - A69	19,18	183,35	776,45
A69 - A70	18,28	241,74	1018,07
A70 - A71	20,28	135,78	578,46
A71 - A72	24,64	41,52	181,13
A72 - A73	21,22	53,34	231,53
A73 - A74	18,47	344,19	1439,33
A74 - A75	21,34	73,69	317,80
A75 - A76	27,58	58,97	255,46
A76 - A77	23,38	62,48	270,35
A77 - A78	15,11	86,17	370,46
A78 - A79	14,01	210,09	887,27
A79 - A80	21,80	99,66	427,22
A80 - A81	25,63	61,83	267,59
A81 - A82	20,17	102,59	439,52
A82 - A83	21,95	57,85	250,70
		91,17	389,73
	Valor Corregido	72,56	312,37

ANEXO 4: Relación entre radio de curvatura y ancho de canal (r_m/w). En celeste se señalan los valores que no se tuvieron en cuenta para el cálculo.

Ancho Canal (m)	A. Canal Promedio (m)	Radio de Curvatura (m)	R_m/w
A1 - A2	10,68	97,09	9,10
A2 - A3	11,75	42,19	3,59
A3 -A4	11,38	52,42	4,61
A4 - A5	13,45	381,78	28,39
A5 - A6	17,22	55,03	3,20
A6 - A7	18,21	57,86	3,18
A7 - A8	18,73	55,64	2,97
A8 - A9	20,40	78,58	3,85
A9 - A10	18,75	61,61	3,29
A10 -A11	16,00	57,14	3,57
A11-A12	16,06	53,41	3,33
A12 -A13	16,43	55,08	3,35
A13 - A14	16,76	41,47	2,48
A14- A15	18,12	80,32	4,43
A15 - A16	18,77	46,15	2,46
A16 - A17	15,72	46,18	2,94
A17 - A18	13,88	361,56	26,05
A18 - A19	15,13	47,94	3,17
A19 - A20	17,63	43,68	2,48
A20- A21	20,19	21,32	1,06
A21 - A22	20,52	41,05	2,00
A22 - A23	18,96	48,71	2,57
A23 - A24	19,26	41,56	2,16
A24 - A25	19,57	68,96	3,52
A25 - A26	16,29	52,73	3,24
A26 - A27	14,04	247,45	17,63
A27 - A28	12,04	94,08	7,81
A28 - A29	16,79	155,44	9,26
A29 - A30	21,92	167,02	7,62
A30 - A31	18,83	139,00	7,38
A31 - A32	17,47	106,60	6,10
A32 - A33	19,41	49,10	2,53
A33 - A34	19,29	40,87	2,12
A34 - A35	20,86	102,45	4,91
A35 - A36	23,43	38,3	1,64
A36 -A37	24,11	53,01	2,20
A37 - A38	18,78	129,31	6,89
A38 - A39	14,68	195,07	13,29
A39 - A40	15,20	78,69	5,18
A40 - A41	16,93	55,09	3,25

A41 - A42	16,29	73,40	4,51
A42 - A43	15,70	83,67	5,33
A43 - A44	20,29	67,38	3,32
A44 - A45	20,38	49,66	2,44
A45 - A46	22,58	48,75	2,16
A46 - A47	21,41	66,54	3,11
A47 - A48	17,28	41,61	2,41
A48 - A49	22,81	96,60	4,23
A49 - A50	30,60	48,77	1,59
A50 - A51	23,87	152,36	6,38
A51 - A52	13,54	50,11	3,70
A52 - A53	14,89	45,10	3,03
A53 - A54	16,72	51,28	3,07
A54 - A55	16,16	30,29	1,87
A55 - A56	19,19	92,96	4,85
A56 - A57	16,88	100,59	5,96
A57 - A58	12,17	100,33	8,25
A58 - A59	13,66	54,42	3,99
A59 - A60	15,14	62,11	4,10
A60 - A61	14,79	71,26	4,82
A61 - A62	15,91	59,51	3,74
A62 - A63	15,68	31,59	2,02
A63 - A64	13,32	130,45	9,80
A64 - A65	16,75	54,79	3,27
A65 - A66	18,73	247,06	13,19
A66 - A67	17,44	68,52	3,93
A67 - A68	17,41	42,80	2,46
A68 - A69	19,18	183,35	9,56
A69 - A70	18,28	241,74	13,23
A70 - A71	20,28	135,78	6,70
A71 - A72	24,64	41,52	1,69
A72 - A73	21,22	53,34	2,51
A73 - A74	18,47	344,19	18,64
A74 - A75	21,34	73,69	3,45
A75 - A76	27,58	58,97	2,14
A76 - A77	23,38	62,48	2,67
A77 - A78	15,11	86,17	5,70
A78 - A79	14,01	210,09	15,00
A79 - A80	21,80	99,66	4,57
A80 - A81	25,63	61,83	2,41
A81 - A82	20,17	102,59	5,09
A82 - A83	21,95	57,85	2,64
		91,17	5,39
	Valor Corregido	72,56	4,14

