

110 8

MFN:
Clasif:
T. 979



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

TESIS DOCTORAL

“ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE AJUSTE EN SISTEMAS FLUVIALES SERRANOS-PEDEMONTANOS FRENTE A CAMBIOS AMBIENTALES. CUENCA DEL RÍO LAS CAÑITAS, CÓRDOBA, ARGENTINA”

DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Msc. María Jimena Andreazzini

Directora: **Dra. Susana B. Degiovanni.** Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, UNRC.

Co-director: **Dr. Mario P. Cantú.** Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, UNRC.

Jurado

Dr. Marcelo Zárate – Universidad Nacional de La Pampa

Dr. Gustavo A. Martínez – Universidad Nacional de Mar del Plata

Dr. Pedro A. Basile – Universidad Nacional de Rosario

2015

74398

ANDREAZZINI, MARIA JIMENA

Asíntota de los picos de ajuste en sistemas flexibles seriales - jerárquicos

2015 74398

*A mis padres, Carlos y Liliana, que
siempre me apoyan en todos mis
proyectos, y a mis dos amores,
Christian y la Pequeña Gran Emma,
que llegó revolucionando mi vida y
haciéndola inmensamente feliz.*

AGRADECIMIENTOS

- A la Universidad Nacional de Río Cuarto, por permitir mi formación libre y gratuita tanto de grado como de postgrado.
- Al CONICET por haberme otorgado la Beca Doctoral que permitió el desarrollo de esta Tesis.
- A mi directora, la Dra. Susana Degiovanni, para la cual no me alcanzarán las palabras de agradecimiento. Infinitas gracias por todos tus aportes, discusiones, sugerencias, consejos, aliento...gracias por confiar en mí y ser mi guía en esta Tesis, haciendo siempre todo con esa gran pasión por la geología y espíritu emprendedor que te caracteriza. Y sobre todo gracias "Gringa" por tu amistad!
- Al Dr. Mario Cantú por la co-dirección de esta Tesis, muchas gracias por sus aportes, sugerencias y discusiones, especialmente sobre los aspectos edáficos y estratigráficos.
- A los Doctores Pedro Basile, Gustavo Martínez y Marcelo Zárate, miembros de la Comisión Especial de Tesis, que siguieron el desarrollo de este trabajo leyendo cada informe anual, y luego en la etapa final, actuando como Jurado Evaluador. Todos sus aportes, comentarios y sugerencias fueron muy bien recibidos, y contribuyeron valiosamente a la concreción de esta Tesis.
- Al Instituto Nacional del Agua Sede Ezeiza, y especialmente a los Ingenieros Pablo Spalletti y Martín Irigoyen, que me recibieron muy amablemente durante la realización de la pasantía. Al Ing. Spalletti muy especialmente por su ayuda y por las discusiones, aportes y sugerencias para el capítulo de modelación morfohidrológica. También al Ing. Daniel Barrionuevo por su ayuda con el software de modelación hidrológica.
- A los puesteros y pobladores locales (Sr. Vilchez, Sra. Geymonat, Sr. Budh, Sr. Moyano) que aportaron datos pluviométricos e información sobre crecientes, especialmente al Sr. Torres y su familia, por su gran amabilidad y ayuda desinteresada en el aporte de fotografías y muestreo del río Las Tapias.

- Al Sr. Ortiz por permitir la instalación de la estación meteorológica en su propiedad, y al Sr. Cardeli por permitir los accesos para la instalación y bajada de datos del limnómetro en el río Las Cañitas.

- A los colegas Daniel Origlia, Juan Felicia, Nelso Doffo, Carlos Eric, Leticia Mihaljevich, Karina Echevarría, Fátima Bécher, Lucas Criado, Mauricio Feliciani e Ignacio Baliani, por su gran ayuda en los trabajos de campo e instalación del limnómetro, muchas gracias por su grata compañía!

- A todos los compañeros del Dpto. de Geología de la UNRC, especialmente a los colegas Mónica Blarasin, Mónica Villegas, Guillermo Sagripanti, Osvaldo Campanella y Graciela Ferreyra, por su ayuda y siempre buena predisposición ante mis dudas. También a María Grumelli, Hugo Schiavo y Camilo Bedano, por su ayuda con las tareas de laboratorio.

- A mis queridas colegas Karina Echevarría, Mónica Blarasin, Adriana Cabrera, Jéscica Giuliano, Edel Matteoda, Luciana Maldonado, Fátima Bécher, Mariana García, Verónica Lutri, Laura Tione, a todas mil gracias por estar siempre dispuestas a dar una mano en lo que sea!, por su ayuda y aliento en todo momento.

- Un agradecimiento más que especial es para Christian, por apoyarme en todo, ayudarme y sobre todo aguantar mis días locos.

-A mis amigas Ale, Pame, Euge, Dani, Denise, Ivana, que siempre me apoyan y alientan.

- A toda mi familia, por el apoyo de siempre, y mi más profundo Muchas Gracias! por cuidar a Emma siempre que lo necesité: a mis viejos, Liliana y Carlos, mis hermanos y cuñadas, Ariel, Javier, Melina y Paola, mis abuelos, Pino y Cucas, mi tía Marta, Ayelén, y mi suegra Liliana.

- Dejo para el final mi agradecimiento al sol que ilumina todos mis días con sus interminables sonrisas, gracias Emma por acompañarme en esta etapa final del Doctorado. Gracias y perdón! por los momentos que no pude estar en estos últimos meses.

ÍNDICE

CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 Análisis de antecedentes y fundamentación del trabajo.....	3
I.2 Ubicación del área de estudio.....	6
I.3 Hipótesis de trabajo.....	7
I.4 Objetivos.....	7
I.5 Marco conceptual y metodológico.....	8
CAPÍTULO II – MARCO REGIONAL.....	11
II.1 Introducción.....	13
II.2 Características climáticas.....	14
II.3 Vegetación/Suelos.....	17
II.4 Uso actual del territorio.....	23
II.5 Contexto Geológico.....	26
II.5.1 Estratigrafía.....	27
II.5.2 Estructura.....	35
II.5.3 Geomorfología.....	36
II.5.4 Evolución geológico-geomorfológica.....	41
II.6 Hidrología superficial.....	49
II.6.1 Principales ambientes hidrológicos.....	49
II.6.2 Características hidrológicas regionales.....	51
II.6.3 Alteraciones en los sistemas fluviales de la región.....	53
II.6.4 Características hidrológicas de la cuenca del río Cuarto.....	55
II.6.5 Morfología y morfodinámica del río Cuarto.....	56
CAPÍTULO III – MARCO LOCAL.....	59
III.1 Caracterización climática.....	61
III.1.1 Obtención y tratamiento de datos.....	62
III.1.2 Resultados.....	65
III.1.2.1 Precipitaciones.....	65
III.1.2.1.1 Pluviometría.....	66
III.1.2.1.2 Curva cronológica anual de precipitaciones.....	68
III.1.2.1.3 Distribución de las precipitaciones.....	69
III.1.2.1.4 Análisis de intensidad y duración de tormentas.....	71
III.1.2.2 Temperaturas.....	76

III.1.2.3 Vientos.....	77
III.1.2.4 Análisis comparativo de datos del sector serrano y pedemontano.....	78
III.2 La vegetación y el uso actual del suelo en la cuenca.....	80
III.2.1 - Características de la vegetación.....	80
III.2.2 - Uso actual del territorio.....	82
III.3 Contexto geológico.....	86
III.3.1 Estratigrafía.....	87
III.3.1.1 Basamento Precámbrico superior-Paleozoico inferior.....	87
III.3.1.2 Depósitos Cuaternarios.....	90
III.3.1.3 Interpretación y correlación de perfiles sedimentarios y perforaciones.....	104
III.3.2 Estructura.....	111
III.3.2.1 Deformaciones dúctiles – semidúctiles.....	111
III.3.2.2 Deformaciones frágiles.....	112
III.3.3 Geomorfología.....	114
III.4 Suelos.....	124
III.4.1 Análisis de antecedentes.....	124
III.4.2 Caracterización de perfiles edáficos.....	127
III.4.2.1 Metodología.....	127
III.4.2.2 Resultados.....	128
III.5 Hidrología superficial.....	134
III.5.1 Hidrografía.....	134
III.5.1.1 Subcuenca del río La Tapa.....	134
III.5.1.1.1 Arroyos Pasito Hondo, Los Comederos y Las Parecitas.....	134
III.5.1.1.2 Río La Tapa.....	136
III.5.1.1.3 Arroyo Alto Lindo.....	136
III.5.1.2 Subcuenca del río Las Tapias.....	137
III.5.1.2.1 Arroyos Vilchez y Papagayos.....	137
III.5.1.2.2 Río Las Tapias sector serrano.....	137
III.5.1.2.3 Río Las Tapias sector extraserrano.....	137

III.5.1.3	Cuencas menores tramo río Las Cañitas.....	138
III.5.2	Hidrometría.....	138
III.5.2.1	Análisis de caudales.....	138
III.5.2.1.1	Red de aforos de la cuenca.....	139
III.5.2.2	Estimación de caudales de crecida.....	146
III.5.2.3	Relación entre caudales y pluviometría.....	146
III.5.2.2	Análisis de niveles hidrométricos.....	150
III.5.2.2.1	Tratamiento de datos del río La Tapa.....	152
III.5.2.2.2	Tratamiento de datos del río Las Tapias.....	154
III.5.2.2.3	Tratamiento de datos del río Las Cañitas.....	154
III.5.2.2.4	Relación entre niveles hidrométricos y pluviometría.....	159
III.5.2.3	Curvas altura-caudal.....	162
III.5.3	Calidad de agua superficial	164
III.5.3.1	Metodología.....	164
III.5.3.2	Resultados.....	165
III.6	Modelación hidrológica.....	168
III.6.1	Introducción.....	168
III.6.2	Tipos de modelos.....	170
III.6.3	Aplicación del modelo HEC-HMS.....	171
III.6.3.1	Modelo de cuenca.....	172
III.6.3.1.1	Cálculo de las abstracciones iniciales.....	175
III.6.3.1.2	Transformación de lluvia neta en escorrentía..	192
III.6.3.1.3	Propagación de hidrogramas.....	196
III.6.3.2	Modelo meteorológico.....	197
III.6.3.3	Especificaciones de control.....	200
III.6.4	Resultados.....	200
III.6.4.1	Modelación tormenta del 21/02/14.....	200
III.6.4.2	Modelación tormenta del 20/02/12.....	203
III.6.5	Calibración del modelo.....	205
III.6.5.1	Calibración tormenta del 21/02/14.....	207
III.6.5.2	Calibración tormenta del 20/02/12.....	210
III.6.6	Análisis de sensibilidad de parámetros.....	212

III.6.7	Validación del modelo	216
III.6.7.1	Validación con evento del 06/03/12.....	216
III.6.7.2	Validación con evento del 26/11/13.....	217
III.6.7.3	Validación para el río Las Cañitas con otro evento de tormenta.....	218
III.6.8	Consideraciones finales.....	219
III.7	- Geomorfología fluvial.....	222
III.7.1	Producción de sedimentos.....	222
III.7.1.1	Cuantificación de la producción de sedimentos - Antecedentes.....	225
III.7.1.2	Estimación de la producción de sedimentos en el área de estudio.....	229
III.7.1.3	Resultados.....	231
III.7.1.3.1	Coefficientes X , Y , φ , I , R	231
III.7.1.3.2	Producción total de sedimentos y por ambiente geomorfológico.....	237
III.7.2	Análisis morfológico del canal.....	241
III.7.2.1	Metodología.....	241
III.7.2.2	Diseño en planta.....	241
III.7.2.3	Perfil longitudinal.....	247
III.7.2.4	Secciones transversales.....	252
III.7.3	Caracterización de la carga transportada.....	257
III.7.3.1	Metodología.....	257
III.7.3.2	Análisis granulométrico de la carga de fondo.....	258
III.7.3.3	Análisis de la carga en suspensión.....	265
III.7.4	Análisis morfodinámico.....	271
III.7.4.1	Metodología.....	271
III.7.4.2	Distribución espacial de los procesos de erosión transporte y sedimentación.....	272
III.7.4.2.1	Índices derivados de la topografía.....	272
III.7.4.2.2	Erosión de márgenes.....	276
III.7.4.2.3	Erosión vertical/profundización.....	278
III.7.4.2.4	Transporte.....	280
III.7.4.2.5	Sedimentación.....	281
III.7.5	Discusión y conclusiones.....	282

III.8 Modelación hidráulica e hidromorfológica del río Las Cañitas.....	285
III.8.1 Introducción – Marco teórico.....	285
III.8.2 Características de modelo HEC-RAS.....	297
III.8.3 Implementación del modelo.....	298
III.8.3.1 Geometría del cauce.....	298
III.8.3.2 Condiciones de borde para el flujo.....	300
III.8.3.3 Verificación del modelo en flujo permanente.....	300
III.8.3.4 Modelación en flujo cuasi-impermanente.....	304
III.8.3.4.1 Parámetros asociados a los sedimentos y condiciones de borde.....	305
III.8.3.4.2 Ajuste inicial de las características del canal...307	
III.8.4 Resultados de la modelación.....	312
III.8.4.1 Transporte mediante la función de Engelund-Hansen...312	
III.8.4.2 Transporte mediante la función de Yang.....314	
III.8.3 Discusión y conclusiones.....	316
CAPÍTULO IV - ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE AJUSTE DEL SISTEMA FLUVIAL RÍO LAS CAÑITAS.....	321
IV.1 Introducción.....	323
IV.2 Cambios operados en el largo plazo.....	323
IV.2.1 Comportamiento del sistema fluvial en el Mesozoico superior-Neógeno.....	324
IV.2.2 Procesos de ajuste del sistema fluvial durante el Cuaternario...327	
IV.2.3 Configuración actual de la cuenca.....	335
IV.3 Ajustes del sistema fluvial en tiempos históricos.....	339
IV.4 Análisis predictivo del comportamiento del sistema fluvial para distintos escenarios.....	342
IV.4.1 Escenario de incendios forestales.....	343
IV.4.1.1 Evaluación de la producción de sedimentos.....	345
IV.4.1.2 Cambios en la respuesta hidrológica.....	348
IV.4.2 Escenario de cambio climático.....	351
IV.4.2.1 Evaluación de la producción de sedimentos.....	354
IV.4.3 Crecida extraordinaria del río Las Cañitas.....	356
IV.4.3.1 Metodología – Condiciones iniciales.....	356
IV.4.3.2 Resultados de la modelación hidráulica.....	357

IV.4.3.3 Cambios en la morfodinámica y transporte de sedimentos.....	359
IV.4.4 Construcción de la presa La Tapa.....	366
IV.4.4.1 Metodología / Condiciones iniciales.....	367
IV.4.4.2 Transporte de sedimentos en el río Las Cañitas.....	370
IV.4.4.3 Cambios en la morfodinámica del río Las Cañitas.....	371
IV.5 Sensibilidad del paisaje.....	373
IV.5.1 Introducción.....	373
IV.5.2 Algunas consideraciones sobre la sensibilidad en la cuenca Las Cañitas.....	377
IV.5.2.1 Sensibilidad del paisaje en el largo plazo.....	377
IV.5.2.2 Sensibilidad del paisaje en el mediano y corto plazo.....	379
CAPÍTULO V - ANÁLISIS GEOAMBIENTAL.....	383
V.1 Introducción.....	385
V.2 Análisis del peligro de erosión fluvial.....	385
V.3 Análisis del peligro de inundación	390
V.4 Usos y aptitud de las aguas superficiales.....	394
CAPÍTULO VI - CONCLUSIONES PRINCIPALES.....	399
BIBLIOGRAFÍA CITADA.....	407

PREFACIO

La presente investigación ha sido realizada durante el período abril/2010-junio/2015 y se presenta como requisito para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas según las disposiciones vigentes en la Carrera de Posgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales de la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC). Para su desarrollo se utilizó la infraestructura del Dpto. de Geología de la UNRC y fue financiada por los siguientes Programas y Proyectos de Investigación:

2010-2011: Programa: Análisis de tendencias de cambios ambientales en sistemas hidrológicos superficiales y subterráneos de la región Sur de Córdoba. Proyecto: Evolución de los sistemas fluviales regionales en tiempos históricos, causas y prognosis ambiental a mediano plazo. Directora: Dra. S. Degiovanni. Subsidiado por SECYT-UNRC.

2012-2015: Programa: Modelos de funcionamiento hidrológico-ambiental de geosistemas serranos, pedemontanos y de llanura en el Sur de Córdoba. Proyecto: Modelos morfohidrológicos de sistemas fluviales típicos serranos, pedemontanos y de llanura como base para la gestión ambiental del Sur de Córdoba. Director: Susana B. Degiovanni.

2010-2015: Dinámica, calidad y reservas de aguas subterráneas de la Prov. de Córdoba: potencialidad para usos productivos y sociales. PID-2008-00035. Financiado por ANPCYT y MINCYT-Cba. Director: Dra. Mónica Blarasin.

Algunos aspectos parciales de la Tesis Doctoral formaron parte de las siguientes publicaciones:

-Andreazzini, J., Spalletti, P. y S. Degiovanni, 2015. Análisis morfodinámico del tramo extraserrano del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo numérico. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Ushuaia. Libro de Resúmenes, 203-204. ISBN: 978-987-3767-34-0.

-Degiovanni, S. y J. Andreazzini, 2015. Secuencias cuaternarias de relleno de valles en paleosuperficies erosivas de la Sierra de Comechingones (Córdoba). Reconstrucción paleoambiental. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Ushuaia. Libro de Resúmenes, 60-61. ISBN: 978-987-3767-34-0.

-Andreazzini, J., Degiovanni, S., Spalletti, P. y M. Irigoyen, 2014. Producción de sedimentos en una cuenca de Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina: Estimación para distintos escenarios. *Revista Aqua-LAC* de la UNESCO. Vol. 6 - Nº 1:38 – 49.

-Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B, Cantú, M.P., Grumelli, M.T. y H. Schiavo, 2014. Análisis e interpretación paleoambiental de secuencias del Cuaternario superior en

pampas de altura del sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 20(2):65-84.

-Andreazzini, M.J. y Degiovanni, S., 2014. Geomorphology of paleosurfaces in the Sierras de Comechingones, Central Pampean Ranges, Argentina. En: *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Rabassa, J. y C. Ollier (Eds.). Ed. Springer Verlag. p: 305-330. ISBN: 978-94-007-7701-9.

-Andreazzini, J., Degiovanni, S., Spalletti, P. y M. Irigoyen, 2013. Estimación de la producción de sedimentos para distintos escenarios: Cuenca Río Las Cañitas, Cba. En: *Hidráulica de sistemas fluviales en Latinoamérica: desarrollo y perspectivas*. Sexto Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos. Santa Fe. 13 p. CD, ISBN: 978-987-657-900-1.

-Degiovanni, S. y J. Andreazzini, 2013. Geomorphological characterization of relictic Gondwanic paleosurfaces in the Comechingones range, Central Pampean Mountains, Argentina. *8th IAG International Conference on Geomorphology – 27-31 de agosto de 2013. París*.

-Degiovanni, S. y J. Andreazzini, 2013. Morphodynamic and morphologic changes analysis in rivers of the Sierra de Comechingones piedemont, Cordoba province, Argentina, during the Late Holocene-present. Environmental implications. *8th IAG International Conference on Geomorphology – 27-31 de agosto de 2013. París*.

-Andreazzini, J., Degiovanni, S., Cantú, M., Grumelli, M. y Schiavo, H., 2012. Estudio preliminar de secuencias cuaternarias en pampas de altura de la Sierra de Comechingones (cuenca alta del río Cuarto, Córdoba). *Actas V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Río Cuarto, Octubre 2012*, p. 29.

-Andreazzini, J. y Degiovanni, S., 2012. Caracterización morfohidrológica de la cuenca serrana del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo de elevación digital. *Actas V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Río Cuarto*, p. 117.

-Blarasin, M., Degiovanni, S., Cabrera, A., Matteoda, E., Giuliano, J., Felizzia, J., Becher, F., Andreazzini, J., Eric, C., Villegas, M., Origlia, D., Doffo, N., Sagripanti, G., Maldonado, L. y G. Villalba, 2011. Hidrología superficial y subterránea de áreas serranas-pedemontanas del Sur de Córdoba: Aspectos hidrodinámicos, químicos e isotópicos, modelación y desarrollo de aplicaciones. *1º Taller sobre Estudios Hidrológicos en Áreas Serranas de la Provincia de Córdoba*. ISBN: 978-987-1780-04-4. Pag. 23.

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

RESUMEN

Numerosos trabajos sobre dinámica fluvial muestran diferentes modos de respuesta, sensibilidad y comportamiento de los cursos de agua ante cambios en las variables de control, siendo menos frecuentes los que abordan la distribución espacio-temporal de los procesos de ajuste. El objetivo de esta Tesis, desarrollada en la cuenca del río Las Cañitas (cuenca del río Cuarto, Córdoba), fue caracterizar el comportamiento morfodinámico de este curso, sus variaciones espacio-temporales, los factores que controlan los procesos de ajuste, y efectuar un análisis predictivo de los procesos de ajuste ante posibles escenarios de cambios ambientales (naturales y antrópicos). El clima de la zona es templado sub-húmedo, con una precipitación media anual de 909 mm (81,6% en primavera-verano). La cuenca se desarrolla en la Sa. de Comechingones y su piedemonte oriental, caracterizados por una configuración en megabloques submeridianos basculados al E y S. En el ambiente serrano dominan rocas gneissicas-migmáticas (en parte milonitizadas), y graníticas, del Precámbrico-Paleozoico inferior. En la zona pedemontana, valles serranos y pampas de altura, se exponen sedimentos cuaternarios aluviales, coluviales y eólicos. Geomorfológicamente se reconoce una paleosuperficie de erosión cumbral con cubierta loessoide; la superficie estructural basculada con marcada incisión fluvial en ambiente metamórfico mientras que, en el granítico, es menor y dominan morfologías bochiformes y pequeñas pampas; paisaje de bajo relieve correspondiente a la faja de cizalla, con formas residuales dispersas; y la planicie de agradación pedemontana, fuerte a suavemente ondulada, actualmente incidida por fajas fluviales. El río Las Cañitas, semi-permanente, posee caudales variables entre 0,1 m³/seg en estiaje hasta más de 400 m³/seg en crecidas extraordinarias. Se origina por la confluencia de los ríos La Tapa y Las Tapias y recorre 10,4 km hasta unirse con el río Piedras Blancas. La carga en suspensión de todos los cursos es muy baja (< 0,06 gr/l), dominando la carga de fondo, areno-gravosa en el río Las Tapias y pseftica gruesa en el río la Tapa. El registro instrumental, mediciones de campo y modelación numérica (modelo HEC-HMS) mostraron que los cursos son torrenciales, asociado a lluvias de alta intensidad, altas pendientes y litologías del sector serrano. Las características morfodinámicas y la modelación numérica permitieron diferenciar en el río Las Cañitas, tramos de diseño sinuoso, más sensibles, dominados por migración lateral y, segmentos recto-semiconfinados, de baja sensibilidad, donde prevalece la erosión vertical. Los procesos de ajuste mayores responden a cambios climáticos y tectónicos acaecidos desde el Neógeno y su variabilidad espacio-temporal está regulada por el grado de sensibilidad del sistema fluvial, controlado por la litología, tectónica y geomorfología. En la paleosuperficie cumbral los cursos exhiben cambios mínimos, la sensibilidad es baja (relieves heredados), en el ambiente metamórfico, granítico y faja de cizalla, domina la incisión y algunas formas relicticas, la sensibilidad es moderada a moderadamente alta (paisajes parcialmente sustituidos) mientras, en el sector pedemontano, prevalecen morfologías recientes, de alta sensibilidad (paisajes jóvenes). Los perfiles longitudinales de los cursos principales indican que el desajuste mayor está representado por el quiebre de gradiente entre las paleosuperficies y el frente de retroceso principal, mientras que los menores responden a diferencias litológicas o estructurales. Los ajustes durante la última centuria fueron mínimos, destacándose la disminución de la sinuosidad del río Las Tapias (principalmente por avulsión), y el incremento de su ancho en los segmentos sinuosos, como resultado de un alto transporte y sedimentación local en crecidas importantes. El análisis predictivo de procesos de ajustes a corto y mediano plazo, realizado para diferentes escenarios, mostró: a- incendios forestales y cambio climático, incremento en la producción de sedimentos y escurrimiento superficial; especialmente en pampas de altura y ambiente granítico; b- post-construcción presa La Tapa, erosión generalizada del lecho del río Las Cañitas y disminución del transporte de sedimentos; y c- crecida extraordinaria del río Las Cañitas, desbordes sólo en terrazas más bajas de tramos sinuosos y valores de agradación/erosión menores a 0,30 m. El análisis geoambiental indica que la peligrosidad de erosión fluvial e inundación es en general baja para los tramos pedemontanos de la cuenca, dominando el transporte. Como recurso, las aguas superficiales de la cuenca son excelentes para riego, deficientes en sales para uso ganadero y aptas para consumo humano.

ABSTRACT

Many scientific papers that deal with fluvial dynamics show the different rivers response, sensitivity and behavior when changes in control variables occur, being less frequent those that analyze the spatial-temporal distribution of adjustment processes. The objective of this Thesis, developed in Las Cañitas basin (in río Cuarto basin, Córdoba), was to characterize the morphodynamic behavior of the fluvial system, its spatial-temporal variations, the factors that control stream adjustment processes and to perform a predictive analysis of adjustment processes in front of possible natural and anthropogenic scenarios of environmental changes. The climate of the area is tempered sub-humid with an average annual rainfall of 909 mm (81.6% in spring-summer). The basin, developed in the Comechingones Mountains and the Eastern piedmont, is characterized by sub-meridians megablocks tilted to the East and the South. The mountain environment is dominated by gneissic-migmatic (partially milonitized) and granite Precambrian-Lower Paleozoic rocks. In the piedmont, the mountain valleys and the high plains, alluvial, colluvial and eolian Quaternary sediments outcrop. Different geomorphological environments were recognized: a summit erosion paleosurface, with a loessoid cover; a structural tilted surface, which has marked fluvial incision in the metamorphic environment but little in the granitic area, where typical rounded forms and small "pampas" predominate; a low-relief landscape with scattered residual forms located in the shear strip zone and, finally, the aggradation piedmont plain, gently to strongly undulating, actually incised by fluvial belts. In Las Cañitas river, a temporary stream, discharge varies between 0.1 m³/s (low levels) to over 400 m³/s in extraordinary floods. It is formed by the confluence of Las Tapias and La Tapa rivers, and runs 10.4 km until it joins the Piedras Blancas river. All the streams have very low (<0.06 g/L) suspended load, predominating the bed load, which is sandy-gravel in Las Tapias river and coarse pséfítico in La Tapa river. Instrumental records, field measurements and numerical modeling (HEC-HMS model) showed that these are torrential rivers, associated to some high rainfall intensities, steep slopes and mountain area lithologies. Morphodynamic characteristics and numerical modeling allowed the differentiation of different segments in Las Cañitas river, some of them sinuous, more sensitive, dominated by lateral migration and others, straight-semiconfined, low sensitive and where the vertical erosion prevails. The more important adjustment processes respond to climatic and tectonic changes since the Neogene, and spatial-temporal variability is regulated by the fluvial system sensitivity degree, which is controlled by lithology, tectonics and geomorphology. In the summit paleosurface the stream shows minimal changes, low sensitivity (inherited landscapes). In the metamorphic, granitic and shear zone environments the incision and some relict forms dominate, sensitivity is moderate to moderately high (partially substituted landscapes) and in the piedmont area recent morphologies prevail, with high sensitivity (young landscapes). The longitudinal profiles of the main rivers indicate that the greatest disadjustment is represented by the gradient break between the paleosurfaces and the main knick front, while the minor disadjustments respond to lithological or structural differences. During the last century adjustments were minimal, highlighting the sinuosity decrease in Las Tapias river (mainly by avulsion) and the channel width increase in sinuous segments, as a result of a high local transport and sedimentation in major floods. Predictive analysis of adjustment processes in the short-medium term, made for different scenarios showed: a- wildfire and climate change increase yield sediment and runoff, especially in high "pampas" and granitic environment; b- after La Tapa dam building a widespread erosion of Las Cañitas riverbed and a sediment transport decrease; and c- an extraordinary flood of Las Cañitas river, overflows only in lower terraces, and aggradation/erosion values below 0.30 m. Geoenvironmental analysis indicates that the fluvial erosion and flooding risk is generally low for piedmont sections, dominating the sediment transport. As a resource, the surface water is excellent for irrigation, salt scarce for cattle, and suitable for human consumption.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1 - ANÁLISIS DE ANTECEDENTES Y FUNDAMENTACIÓN DEL TRABAJO

Durante el siglo XX, y de modo creciente, la sociedad ha ido percibiendo la incidencia que los cambios ambientales, vinculados a causas naturales (clima, procesos geológicos) y diferentes estilos de desarrollo, tienen sobre el funcionamiento de la mayoría de los sistemas terrestres y, como esto repercute sobre la calidad de vida de la población. En los sistemas fluviales estas alteraciones, naturales e inducidas, acarrearán graves consecuencias, por lo que los procesos de gestión sustentable de los recursos hídricos, necesitan indefectiblemente establecer, lo más acabadamente posible, las tendencias de los cambios en los sistemas considerados.

En la provincia de Córdoba, desde hace más de una centuria, los cursos de agua han sufrido distinto grado de antropización, proceso acelerado en las últimas décadas debido a la creciente agroclaturización de la zona. En este contexto, desde el año 2000 la Dirección Provincial de Agua y Saneamiento (Di.P.A.S) está ejecutando un Plan de Sistematización de Excedentes Hídricos (presas, canalizaciones, etc.) en el Sur provincial con el objetivo de mitigar inundaciones, el cual en varios casos, evidenció dificultades técnicas en la etapa de construcción y mantenimiento de las obras, como así también falta de previsión de futuros escenarios una vez puestas en funcionamiento (Degiovanni, 2008; Doffo *et al.*, 2005, Degiovanni *et al.* 2013, 2014 y 2015), falencias que siempre implicaron mayores inversiones.

Por otra parte las políticas agropecuarias de los últimos años indujeron notorios cambios en el uso de las tierras (Satorre, 2005; Morello y Solbrig, 1997). En el área de llanura la ganadería fue sustituida por agricultura y los cereales por soja, aumentando la deforestación, mecanización y uso de agroquímicos; mientras que en el sector serrano se incrementó visiblemente la actividad ganadera, desplazada de las planicies como consecuencia de los cambios de uso mencionados. En ambos casos se observa un marcado incremento de problemas ambientales derivados (Cantú *et al.*, 1998; Cantú y Becher, 1999; Degiovanni, 2008, Blarasin *et al.*, 2003; Giuliano Albo, 2013; Blarasin *et al.*, 2014 a y b). A las consecuencias ambientales que provocan las alteraciones antrópicas, se suman las derivadas de causas naturales, tales como los ciclos climáticos en el mediano plazo y los eventos tectónicos a largo plazo (Degiovanni, 2008; Degiovanni *et al.*, 2009 a y b, 2013; 2014).

Las investigaciones científicas realizadas, desde una perspectiva holística, indican que los cursos de agua han mostrado poseer una alta sensibilidad a cambios ambientales

siendo numerosos los trabajos sobre dinámica fluvial que atestiguan los diferentes modos de respuesta, sensibilidad y comportamiento de estos sistemas ante perturbaciones en las variables de control (Schumm, 1969; Downs y Gregory, 1993; Hooke, 1997; Brandt, 2000; Hafez, 2002; Surian y Cisotto, 2007; Macklin y Lewin, 2008; Conesa García *et al.*, 2008; Kasai *et al.*, 2004; Gallopin, 2006; Downs *et al.*, 2013; D'Arcy *et al.*, 2014; entre otros). Según Gregory (2006) son menos frecuentes las contribuciones que abordan la distribución espacio-tiempo de los procesos de ajuste debido a la *incertidumbre* inherente a sistemas de respuesta compleja, procesos de *retroalimentación*, *cambio climático global*, ausencia de principios básicos de *geomorfología fluvial en proyectos de intervención* y, finalmente, *aspectos culturales* que condicionan diferentes percepciones de la naturaleza. En su mayoría, esta literatura centra su atención en canales aluviales, mientras que el estudio de canales desarrollados sobre lecho rocoso tiene menor desarrollo, pero está en crecimiento (Castillo *et al.*, 2013; Ogami, 2013). Aspectos geomorfológicos e hidrológicos básicos de estos sistemas son abordados por Carling (2006); Turowski *et al.* (2008) definen a estos cursos como aquellos donde los cambios en ancho, profundidad y migración del canal sólo se consiguen erodando el lecho rocoso; en contraposición con definiciones clásicas más descriptivas que consideran el porcentaje de afloramiento de roca en cauce o ausencia de cubierta aluvional (Whipple, 2004; Tinkler y Wohl, 1998).

La falta de respuestas lineales en los sistemas fluviales y las múltiples escalas temporales y espaciales involucradas requieren la aplicación de variadas herramientas en geomorfología fluvial, como técnicas geocronológicas, sistemas de geoposicionamiento (GPS) y de información geográfica (SIG) y modelos numéricos computacionales, como complemento de los estudios geomorfológicos convencionales (Kondolf y Piegay, 2003; Thorndycraft *et al.*, 2008, Chapuis *et al.*, 2013). Fuchts *et al.* (2014) mediante dataciones de terrazas fluviales por OSL y uso de GPS, evalúan tasas de incisión del río Panj.

Por otra parte, los trabajos de Stallins (2006), Sear y Newson (2003) y Brooks y McDonnell (2000) demuestran los avances alcanzados en estudios multidisciplinarios, especialmente en las relaciones ecología-ingeniería-geomorfología fluvial. Se suman a estas herramientas innovadoras, el uso de geoindicadores ambientales (Berger, 1996; Osterkamp y Schumm, 1996) cuya sensibilidad y modos de medición ya han sido analizados en varios trabajos (Hooke, 2003), el concepto de línea de base ambiental aplicado a sistemas fluviales en los trabajos de Sear y Newson (2003), quienes desarrollan una metodología para estandarizar el comportamiento de distintos cursos en Gran Bretaña, y de Schmitt *et al.*, (2007) quienes proponen una zonificación para la

cuenca alta del río Rhin, utilizando análisis estadístico multivariado. Numerosos trabajos muestran la utilidad de los modelos de elevación digital del terreno para el estudio de los sistemas fluviales (McNamara *et al.*, 2006; Demoulin *et al.*, 2007; Gichamo *et al.*, 2012).

En Argentina, los primeros trabajos sobre sistemas fluviales (principios del siglo XX), en su mayoría son descriptivos (Repossini, 1912; Soldano, 1947; Mazza, 1962; Giraut y Ludueña, 2002, entre otros). En 2004 la Subsecretaría de Rec. Hídricos de la Nación editó la Estadística Hidrológica de la República Argentina, que presenta series discontinuas de caudales de diferentes ríos del país, la cual ha sido actualizada más recientemente (SSRH, 2009). Ramonell y Montagnini (2000), efectúan una importante contribución al caracterizar el sedimento de lecho de los ríos andinos y extrandinos. A su vez, existen numerosas publicaciones, que presentan resultados sobre aspectos morfodinámicos, morfosedimentarios y geoambientales de distintos cursos del país, en general sobre canales aluviales (Amsler *et al.*, 2005; Busnelli y Sayago, 2006; Aguilera *et al.*, 2006; Paoli y Schreider, 2000; Ramonell *et al.*, 2012 a y b, Pereira *et al.* 2012, Ramonell *et al.*, 2013, entre otros).

Específicamente para los cursos del Sur de Córdoba, también son escasos los estudios de geomorfología fluvial en cuencas serranas (Doffo, 2007; Andreazzini y Degiovanni, 2012), mientras que son abundantes aquellos que analizan los tramos extraserranos, entre los que se destacan las contribuciones de Cisneros *et al.* (2002), Degiovanni *et al.* (2004, 2005, y 2009a y b, 2010, 2013a y b, 2014), Degiovanni (2008), Doffo *et al.* (2005), Doffo (2007), Doffo y González Bonorino (2006), Villegas *et al.* (2000, 2006), Corral *et al.*, (2007, 2009), Ulla (2008), Andreazzini y Degiovanni (2011), Magnante *et al.* (2012), Degiovanni y Andreazzini (2013), Andreazzini *et al.* (2013, 2014).

Particularmente la cuenca del río Cuarto, uno de los sistemas fluviales más importantes del Sur de la provincia de Córdoba, no es ajena a la problemática descrita para todos los cursos de la región. En su cuenca alta por ejemplo, se registran alteraciones vinculadas a incendios forestales, en su cuenca media se destacan la extracción de áridos, rectificaciones y obras transversales y en su cuenca baja, las canalizaciones. En cuenca media y baja dominan los procesos de incisión y erosión retrocedente, y secundariamente de márgenes, con alta tasa de transporte de sedimentos hacia su área de descarga (bañados del Saladillo).

En este contexto, y considerando los aspectos morfodinámicos e intervenciones realizadas y previstas en la red de drenaje de esta cuenca, analizar el comportamiento de todas las variables de control y sus proyecciones futuras, resulta de primordial

importancia para mejorar la gestión de los recursos hídricos (Cantero *et al.*, 1988; Blarasin *et al.*, 2005).

Como zona de estudio para el desarrollo de esta Tesis se escogió a la cuenca del río Las Cañitas, una de las subcuencas que conforman la cuenca alta del río Cuarto, y en la cual existen o están proyectadas algunas de estas intervenciones, por lo que es de primordial importancia avanzar en el conocimiento del comportamiento de este sistema fluvial en la zona serrana-pedemontana.

I.2 - UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Las Cañitas se sitúa en el sector noroeste del Dpto. Río Cuarto, Córdoba, y se desarrolla en la Sa. de Comechingones y su pedemonte oriental, formando parte de la cuenca alta del río Cuarto o Chocancharava (Fig. I.1). Desde la ciudad de Río Cuarto se accede a ella a través de las Rutas Provinciales N° 30 y 23. Las poblaciones más cercanas son Las Albahacas y Alpa Corral, y dentro de la cuenca se destaca el pequeño núcleo urbano de Las Tapias.

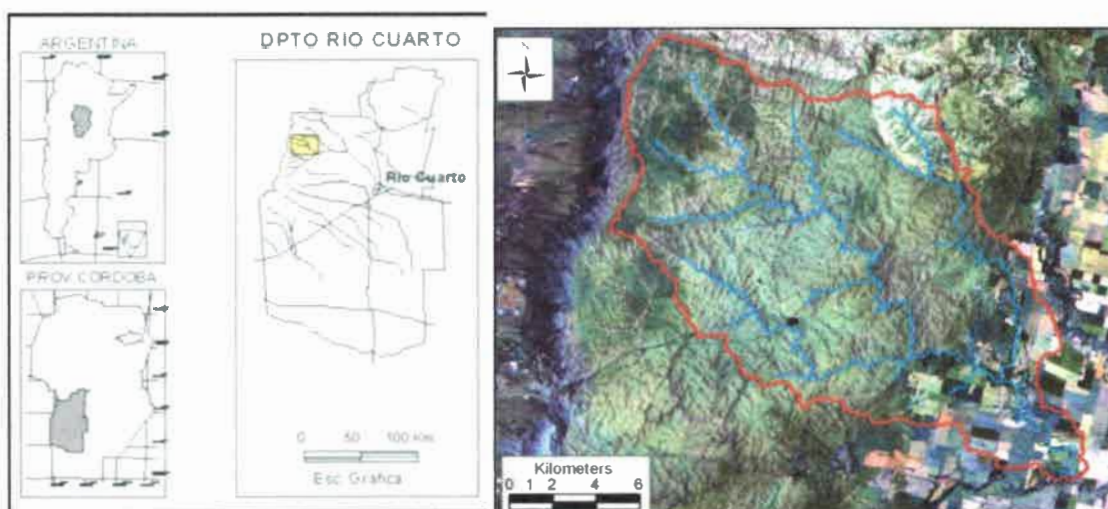


Figura I.1. Ubicación del área de estudio. En la imagen satelital Landsat 5, con combinación de bandas 7-5-2, se indica en línea roja el límite de la cuenca del río Las Cañitas y en celeste la red de drenaje principal de la misma.

I.3 - HIPÓTESIS DE TRABAJO

En el presente trabajo existen hipótesis subyacentes de muy variada jerarquía, presentándose en este ítem sólo las más globales y que constituyen la base de los objetivos propuestos, de este modo se plantean las siguientes hipótesis principales:

1- Los sistemas fluviales son considerados indicadores ambientales de alta sensibilidad. El registro de parámetros morfológicos, sedimentológicos e hidrológicos reflejan el estado del sistema, la presión ejercida sobre él y permiten definir tendencias de cambios ambientales.

2- Los mecanismos de respuesta del sistema fluvial ante cambios ambientales ocurren a diferentes escalas espacio-temporales en función de la sensibilidad del paisaje.

3- La sensibilidad del paisaje es una propiedad intrínseca que permite evaluar el potencial de cambio del mismo. Está condicionada por características naturales (litología, geomorfología, vegetación, etc.) y normalmente modificada por las intervenciones humanas (cambios en el uso de la tierra, intervenciones ingenieriles).

I.4 - OBJETIVOS

Objetivos Principales:

1- Caracterizar el comportamiento morfodinámico de la cuenca del río Las Cañitas, sus variaciones espacio-temporales y los factores que controlan los procesos de ajuste.

2- Efectuar un análisis predictivo de los procesos de ajuste ante posibles escenarios de cambios ambientales, tanto naturales como inducidos por el hombre.

Objetivos Secundarios:

a) Obtener información temática básica (geomorfológica, hidrológica, suelos, grado de cobertura, climática y de uso del territorio) e integrarla en cartas descriptivas, interpretativas y prescriptivas utilizando Sistemas de Información Geográfica.

b) Elaborar un modelo conceptual de funcionamiento y convalidarlo a través de la aplicación de modelos numéricos tendientes a mostrar respuestas del sistema en diferentes escenarios (climáticos, de ocupación del territorio).

I.5 - MARCO CONCEPTUAL Y METODOLÓGICO

La presente Tesis Doctoral se ha desarrollado a través de las etapas que se describen, de manera muy sintética, a continuación, las cuales estuvieron superpuestas en gran parte del tiempo en que se llevó a cabo el trabajo.

Se desea aclarar que las metodologías de obtención y tratamiento de los datos provenientes de las distintas temáticas específicas, serán desarrolladas en los capítulos respectivos.

Gabinete inicial

Estas tareas incluyeron la recopilación y revisión de antecedentes bibliográficos y cartográficos, a partir de los cuales se obtuvo información sobre el contexto geológico, geomorfológico, climático e hidrológico, como así también sobre los suelos, la vegetación y uso del territorio. Todo ello permitió la confección de los mapas temáticos de base, y la descripción de las respectivas unidades cartografiadas.

Se analizó e interpretó información de series de datos climáticos e hidrométricos disponibles.

Se definió una red de aforos y de sitios de muestreo de sedimentos del canal para la cuenca.

Se interiorizó en el uso de software específico para modelación hidrológica, hidráulica y del transporte de sedimentos.

Tareas de campo

Estas actividades complementaron la revisión y análisis de los antecedentes bibliográficos y cartográficos, como así también generaron nueva información relacionada a distintos aspectos abordados en esta Tesis.

Se efectuó un relevamiento geológico-geomorfológico del área de estudio. Se describieron y muestrearon perfiles sedimentarios y edáficos en distintas posiciones de la cuenca.

Se recolectaron datos de precipitaciones a partir de la confección de planillas distribuidas a los pobladores de la cuenca. Se aforaron cursos de agua de distinta jerarquía, y se colectaron muestras de agua y de sedimentos de canal, en cada sitio de aforo, para su posterior tratamiento en laboratorio. Se realizó un muestreo de agua

superficial, con determinación de parámetros in situ, y posterior análisis de su calidad para distintos usos.

En el sector de cuenca alta se instaló una estación meteorológica automática y en el sector pedemontano un limnómetro en el río Las Cañitas, obteniendo datos de distintas variables climáticas y de altura hidrométrica.

Se relevaron secciones transversales y se determinó la pendiente del canal en tramos representativos.

Tareas de laboratorio

Estas tareas se llevaron a cabo fundamentalmente en los laboratorios del Dpto. de Geología de la UNRC. En el Laboratorio de Geoquímica, se determinó la concentración de sólidos en suspensión de las muestras de agua colectadas en los diferentes períodos de aforo. En muestras de agua superficial colectadas en febrero de 2013 se determinaron los aniones y cationes mayoritarios y elementos minoritarios tales como arsénico y flúor.

En el Laboratorio de Sedimentología fue determinada la granulometría de las muestras de sedimentos de canal y de perfiles edáfico-estratigráficos. Por otra parte, se preparó y envió al Laboratorio de Tritio y Radiocarbono (LATYR, La Plata) dos muestras de calcreto para su datación por C14, y al Laboratorio de la Universidad de Georgia (EEUU), una muestra de un perfil estratigráfico para su datación por termoluminiscencia.

En el Laboratorio de Suelos fue determinada la granulometría de la fracción arcilla de las muestras de perfiles edáfico-estratigráficos, además del contenido de materia orgánica y porcentaje de carbono orgánico. La determinación mineralógica de la fracción arcilla (<2 μ) se realizó mediante difracción de Rayos X, en la Universidad Nacional de Córdoba.

Gabinete final

En esta etapa se interrelacionó e interpretó información sobre series pluviométricas e hidrométricas de la cuenca. Por otra parte, se analizaron las características morfológicas, morfodinámicas y de la carga transportada por los distintos cursos que conforman la cuenca del río Las Cañitas.

Además se utilizaron Sistemas de Información Geográfica y Modelos de Elevación Digital del Terreno, los cuales luego fueron empleados en la estimación de producción de

sedimentos en la cuenca y caracterización morfodinámica, como así también en el modelamiento hidrológico e hidráulico.

Para estimar la producción de sedimentos se aplicó la metodología desarrollada por Gavrilovic (1988). La modelación hidrológica incluyó la aplicación del modelo de transformación lluvia-caudal HEC-HMS (Sistema de Modelación Hidrológica del Centro de Ingeniería Hidrológica, del Cuerpo de Ingenieros de la Armada de los EE.UU.) para la cuenca. Específicamente para el tramo extraserrano, se utilizó un modelo hidrosedimentológico de tránsito de crecidas y transporte de sedimentos (modelo HEC-RAS, desarrollado por el mismo organismo). En las distintas modelaciones se evaluaron diversos escenarios de cambios en la cuenca, tanto naturales como referidos a intervenciones del hombre.

Se realizó un análisis de los procesos de ajuste del río Las Cañitas, que operaron en tiempos históricos, tanto vinculados a causas naturales como antrópicas, como así también a más largo plazo, durante el Cuaternario.

Se analizó la incidencia de los distintos factores de control sobre la distribución espacio temporal de los procesos de ajuste.

CAPÍTULO II

MARCO REGIONAL

II.1 - INTRODUCCIÓN

En la región sur de la provincia de Córdoba se diferencian diversos ambientes. que, de Oeste a Este, varían desde el cordón montañoso de la Sierra de Comechingones, las llanuras onduladas periserranas y las planicies intermedias, hasta las áreas deprimidas orientales y sudorientales. La región posee un clima de tipo Templado Subhúmedo, con disminución de las precipitaciones desde el Este hacia el Oeste. En general, los sistemas fluviales de la región nacen en la Sa. de Comechingones (aunque algunos lo hacen *en* áreas de llanura por afloramiento del acuífero freático en zonas deprimidas, en general de origen tectónico), atraviesan estos ambientes, y descargan diferentes volúmenes de agua y sedimentos en los sectores deprimidos del Este-Sudeste provincial. En la última centuria, estos sistemas han sufrido alteraciones tales como profundización, capturas, migración lateral, incremento de aporte de sedimentos a las áreas deprimidas y anegamiento, generando un alto grado de afectación al hombre y su infraestructura.

Con el propósito de mostrar el contexto regional donde se inserta la cuenca de estudio, en este capítulo se presentan las características climáticas del Sur de Córdoba, la vegetación natural y grado de sustitución, el uso actual del territorio, los aspectos litológico-estructurales y geomorfológicos más relevantes y la hidrología regional.

II.2 - CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

La provincia de Córdoba, debido a su latitud, se encuentra situada dentro de la zona de climas templados de Argentina, con características específicas de una provincia mediterránea. El clima está regido por cuatro centros de acción, permanentes o semipermanentes, dos de alta presión (el anticiclón del Atlántico y el del Pacífico) y dos de baja presión (los ciclones de las depresiones del NO y de la extremidad Sur del país). En función de variantes de relieve, procedencia de masas de aire y procesos meteorológicos es posible distinguir variaciones en las condiciones climáticas. En general, el Sur de la provincia se caracteriza por una gran uniformidad térmica y una concentración estival de las precipitaciones. El régimen térmico se caracteriza por un invierno riguroso y un verano medianamente cálido. Las excepciones corresponden a las mayores altitudes, sectores de sierra y altiplanicie. La acción del relieve es más efectiva sobre las condiciones hídricas y la variación estacional de las mismas.

La distribución de temperaturas media, media máxima y media mínima en la llanura del Sur de Córdoba, presenta un comportamiento en general homogéneo, siendo los valores inferiores a 17°C, 25°C y 10°C, respectivamente (Capitanelli, 1979). En sierra, las temperaturas medias son del orden de 16°C, las medias máximas de 20°C y las medias mínimas de 9°C, y decrecen hacia el nivel de las altiplanicies (2.200 msnm aprox.) a 10°C, 14°C y 5°C, respectivamente. En todo el Sur provincial, el verano térmico (T° media de más de 20°C en verano) se extiende aproximadamente entre Octubre/Noviembre y Marzo/Abril y el invierno térmico (temperatura media inferior a 10°C en invierno) entre Junio y mediados de Agosto, Capitanelli (1979). En general, en los ambientes de llanura se suelen registrar heladas desde el mes de Mayo hasta Septiembre, período que en las sierras se extiende desde Marzo/Abril hasta Octubre /Noviembre.

En relación a los vientos, más del 80% de los días en la región son ventosos, con una concentración máxima a fines de invierno-primavera. Predominan los provenientes de los cuadrantes N/NE-S/SE con velocidades medias que, en la mayoría de los meses, superan los 10 km/h, pudiendo producirse ráfagas en temporales de más de 100 km/h.

Las precipitaciones en la provincia provienen principalmente del Anticiclón del Atlántico, correspondiendo el 70 % de la precipitación media anual de la provincia a los procesos frontales, es decir con la intervención de más de una masa de aire. Como valor



promedio para la región, del total de lluvia anual, el 82 % se concentra en primavera-verano, mientras que en otoño-invierno sólo precipita el 18 % restante (Capitanelli, 1979).

Como resultado del tratamiento de registros de lluvias de diversas localidades del Sur cordobés, correspondientes a series de distinta longitud y procedencia, Blarasin (2003) define cambios ocurridos entre la primera mitad y la segunda del siglo pasado, fundamentalmente en lo referente al aumento en los registros pluviométricos.

Esta autora observa que en la llanura existe una disminución de las precipitaciones desde el Noreste hacia el Sudoeste (desde 800 mm en Marcos Juárez a 586 mm en Villa Huidobro). Registros de estaciones colocadas más recientemente en sierra y pedemonte, muestran una mayor variabilidad en este ambiente, en algunos sectores alcanzan los 737 mm (La Aguada) mientras que en otros, se superan los 900 mm (Los Chañares, 934 mm). Blarasin (2003), Fili *et al.* (2000), entre otros, analizando series representativas de la región, muestran un notorio incremento de las precipitaciones en la segunda mitad del siglo pasado, fundamentalmente en los últimos 40 años.

Finalmente, la evapotranspiración potencial media anual para toda la llanura y piedemonte del Sur provincial es del orden de 820 mm (Capitanelli, 1979), excepto en la porción sudoeste en donde las necesidades de agua superan los 850 mm. En las sierras, los valores obtenidos varían entre 688 y 794 mm. Se observa, en general, una disminución de dichos valores hacia las cumbres y altiplanicie.

Efectuando el balance hídrico modular y determinando los distintos índices para la serie 1921-1950, Blarasin (2003) propone una clasificación climática según Thornthwaite (1948) que se presenta en la Figura II.2.1 y difiere parcialmente de aquella elaborada por Capitanelli (1979), para el mismo período. En este trabajo se observa que el clima en el sector oriental de la provincia es subhúmedo-húmedo con nula a pequeña deficiencia de agua y con excesos de agua importantes (Marcos Juárez, Viamonte). Para el resto de la llanura y en el piedemonte, el clima resultó subhúmedo-seco con un déficit variable de agua que aumenta gradualmente hacia el Suroeste.

Blarasin (2003) señala además que la incorporación al análisis de registros más nuevos de estaciones ubicadas más recientemente en sierra y pedemonte, permitiría determinar para estos sectores variaciones climáticas, desde el tipo subhúmedo-húmedo con nula a pequeña deficiencia de agua, a húmedo II.

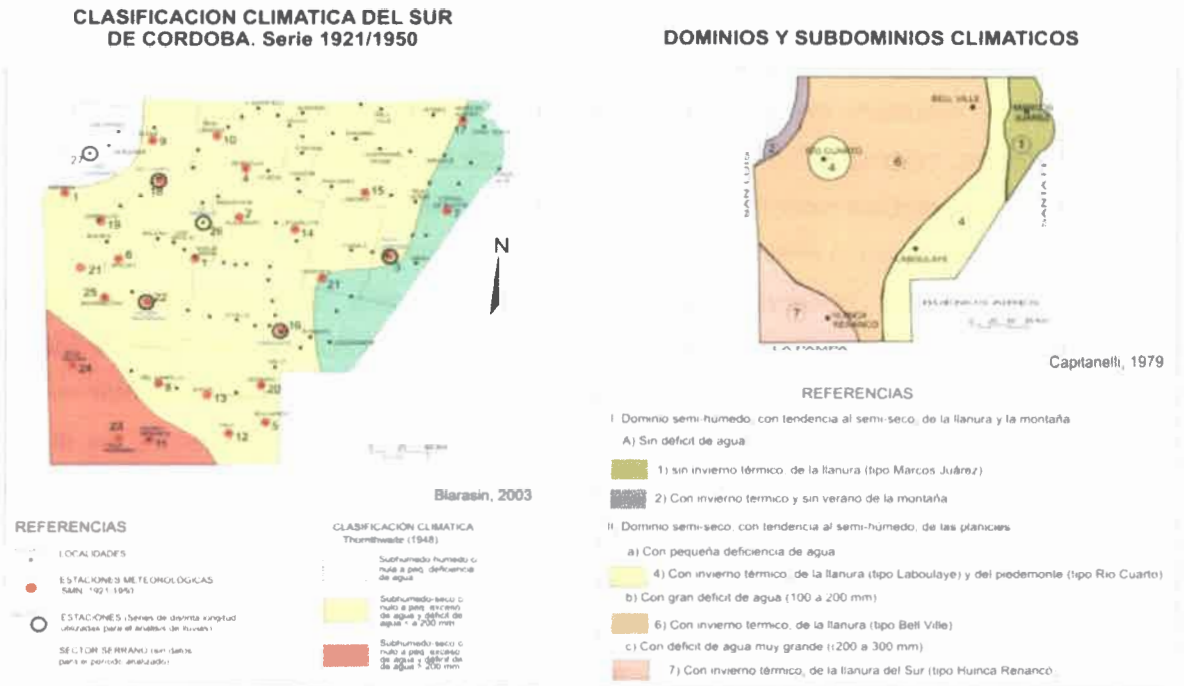


Figura II.2.1. Clasificación climática del Sur de Córdoba, serie 1921-1950 (Blarasin, 2003) y Mapa de dominios y subdominios climáticos elaborado por Capitanelli (1979).

II.3 – VEGETACIÓN/SUELOS

En la región Sur de Córdoba convergen tres provincias fitogeográficas argentinas: Espinal, Parque Chaqueño y Pradera Pampeana. De esta importante riqueza florística, utilizando los conceptos sobre ecología del paisaje de Forman y Godron (1986), en general sólo se preservan parches y corredores de ecosistemas nativos parcialmente alterados en medio de una matriz compuesta por agroecosistemas fuertemente subsidiados. Se destaca en la región el creciente avance de la frontera agrícola, acelerada en los últimos años con el cultivo de soja, sobre las áreas deprimidas, lo que provoca, entre otros, dos efectos negativos interdependientes: a) reducción de estos ecosistemas y consecuentemente, b) fuerte alteración del funcionamiento hidrológico regional al convertir zonas de descarga de agua y sedimentos en zonas de tránsito (Degiovanni, 2008; Degiovanni *et al.*, 2012, 2013 y 2014).

Para el sector suroeste de la provincia de Córdoba, Bianco *et al.* (1987) y Kraus *et al.* (1999) definen 6 regiones de vegetación (Fig. II.3.1), teniendo en cuenta su relación con el relieve, los suelos y el agua; cuyas principales características se detallan a continuación:

Área Serrana

La vegetación del área serrana cumple un rol importante en el funcionamiento de los sistemas fluviales de la región ya que interviene activamente en la regulación de caudales, evitando la generación de importantes picos de crecidas a los que se asocian efectos devastadores en cuencas medias y bajas. Sin embargo, en las últimas décadas, esta función reguladora ha disminuido considerablemente, en la medida que se intensifica la degradación de la cubierta vegetal por efecto de talas, fuego y sobrepastoreo, lo que potencia los procesos de erosión hídrica y sus consecuencias.

La flora del paisaje serrano está compuesta por más de 600 especies, la mayoría de las cuales presenta características estructurales xeromórficas debido a que es crítico el mantenimiento del equilibrio hídrico, por el escaso desarrollo de suelos y elevado escurrimiento. Estas especies se organizan en diferentes complejos de vegetación que se distribuyen en pisos más o menos homogéneos debido a efectos de altitud, temperatura, exposición, vientos y tipo de suelos. El piso más elevado (1500-2000 m.s.n.m. o más) corresponde a los "Pastizales de altura" y "Bosques de tabaquillo". Los primeros cubren las pampas de altura, cumbres y faldeos y están constituidos por gramíneas de mediano

porte que forman extensos pajonales entre los que se destacan la "paja" (*Festuca hieronymi*) y "paja blanca" (*Stipa tenuissima*). Los bosques de "tabaquillo" (*Polylepis australis*) en cambio, se desarrollan en lugares protegidos de los vientos. El segundo piso de vegetación (800 y 1500 m.s.n.m.) está representado por el "Arbustal" conocido vulgarmente por "Romerillal" ya que dominan las especies "romerillo" (*Heterothalamus alienus*) y "romerito" (*Eupatorium buniifolium*). El tercer piso corresponde al "Bosque Serrano" (700 y 1200 m.s.n.m.) donde la especie mayoritaria es el "molle de beber" (*Lithraea ternifolia*), acompañada principalmente por "coco" (*Fagara coco*). Finalmente en el piso inferior se destaca el "Monte Serrano", con un dominio de "espinillos" (*Acacia caven*), secundado por "tala" (*Celtis tala*) y "moradillo" (*Schinus fasciculatus*).

La vegetación descrita se relaciona a suelos profundos bien desarrollados (Bw/Bt, alto contenido de materia orgánica), asociados a materiales loésicos en las pampas de altura o a secuencias fluvio-coluviales en algunos valles, y a suelos muy someros y pedregosos en las áreas más escarpadas sobre rocas de basamento.

El 80% de la superficie serrana está dominada por pastizales naturales mientras las fisonomías arbóreas -arbustivas están restringidas a una estrecha franja en la base del paisaje. Existen algunos sectores bajos, que frecuentemente constituyen áreas de nacientes de arroyos, donde además se almacena el agua en épocas de lluvia, que presentan una característica vegetación de vegas, con suelos orgánicos, en las que las plantas herbáceas están adaptadas a condiciones de anegamiento, formando un césped que se mantiene verde todo el año. Se destacan el "pasto horqueta" (*Paspalum notatum*), "carda" (*Eryngium agavifolium*), "eleocharis" (*Eleocharis dombeyana*), "cola de zorro" (*Polypogon elongatus*), "junco" (*Juncus microcephalus*) y "paragueta" (*Hydrocotyle bonaeriensis*).

Área pedemontana

Este ambiente ha sido muy modificado por el hombre. Los "algarrobos blancos" (*Prosopis alba*) y "negro" (*Prosopis nigra*), son muy escasos en la actualidad, debido a la tala a la que fueron sometidos. El desmonte favorece la invasión de "chañar" (*Geoffroea decorticans*) y "tala". Entre los arbustos se destacan el "poleo" (*Lippia turbinata*) y el "palo amarillo" (*Aloysia gratissima*) y entre las gramíneas el "pasto horqueta". La degradación a la que se ve sometida la vegetación nativa y el alto grado de laboreo de la tierra, en un relieve fuertemente ondulado, donde dominan los Hapludoles y Haplustoles típicos desarrollados sobre materiales loésicos, disminuye la retención de agua en los suelos y

acelera los procesos de erosión hídrica y la llegada de agua y sedimentos a los cursos colectores.

Llanuras bien drenadas no medanosas

Este ambiente caracterizado por la presencia de suelos desarrollados sobre sedimentos loésicos que varían desde Haplustoles y Hapludoles típicos hasta Argiudoles, en las áreas más bajas y planas, es el sector que sostiene la mayor actividad agrícola del Sur de Córdoba. La vegetación natural prácticamente ha desaparecido por el laboreo de los campos y sólo es posible encontrar algunos remanentes bordeando los cursos de agua, caminos, vías férreas y zonas de cárcavas profundas. En las tierras que han sido utilizadas para cultivo y luego abandonadas, existe una lenta regeneración de la vegetación natural.

La misma está compuesta principalmente por especies herbáceas tales como "pasto horqueta", "pasto ilusión" (*Eustachys retusa*), "pata de gallo" (*Chloris canterai*), "paja voladora" (*Stipa trichotoma*), "mitracarpus" (*Mitracarpus megapotamicus*), "sen" (*Rhynchosia senna*), "vara de oro" (*Solidago chilensis*) y "chilquilla" (*Baccharis pringaea*).

Las especies cultivadas de ciclo estival, que ocupan mayor superficie, son "maíz" (*Zea mays*), "soja" (*Glycine max* (L.) Merril), "maní" (*Arachis hypogaea* L.), "girasol" (*Helianthus annuus*) y "sorgo" (*Sorghum caffrorum*). Entre las forrajeras se destacan "alfalfa" (*Medicago sativa*), "sorgo forrajero" (*Sorghum sudanense*) y "moha" (*Setaria italica*). Durante el invierno se cultivan cereales como "centeno" (*Secale cereale*), "trigo" (*Triticum aestivum* L.) y "avena" (*Avena sativa* L.). A estos cultivos se le asocian malezas tales como "cardo pendiente" (*Carduus nutans*), "chamico" (*Datura ferox*), "amor seco" (*Bidens piloso*) y "cebollín" (*Cyperus rotundus*).

En los sitios donde existen lagunas con agua dulce la vegetación está compuesta por especies acuáticas y palustres. En los márgenes de las lagunas aparecen ejemplares arbóreos como "tala", "chañar" y "algarrobo". Próximos a la orilla se encuentran el "unco" (*Scirpus californicus*) y el "paragüita". Entre las especies palustres aparecen el "junco" (*Juncus acutus*) y la "totora" (*Thypha subulata*). Las sumergidas más comunes son "potamogeton" (*Potamogeton berteronanus*) y "cola de zorro" (*Setaria leiantha*). Dentro de las flotantes se destacan las "lentejas de agua" (*Lemna valdiviana*).

Los ríos y arroyos presentan una vegetación natural nativa y exótica compuesta por especies arbóreas, arbustivas y herbáceas. En las terrazas aparece un bosque marginal con "algarrobo blanco", "tala", "chañar", "espinillo", "sombra de toro" (*Jodina rhombifolia*) y "moradillo", arbustales compuestos por "poleo" (*Lippi turbinata*), "guayacán"

(*Porlieria microphylla*), "duraznillo negro", "piquillín de las víboras" (*Lycium gilliesianum*) y

un número apreciable de pastos y hierbas. En proximidades del cauce prevalecen "sauce colorado" (*Salix humboldtiana*) o "sauce criollo", "chilca" (*Baccharis salicifolia*) y "cortadera" (*Cortaderia selloana*). Junto a la ribera aparece "paragüita" y dentro del agua el "berro" (*Rorippa nasturtium-acuaticum*) y algunas ya descritas para las lagunas.

En este ambiente donde se desarrollan las cuencas medias de todos los cursos de la región, los cambios en el tipo y porcentaje de cobertura vegetal, de antigua data, y la explotación "minera" a la que se someten estos agrosistemas, ya ha mostrado sus frutos en términos de estabilidad del paisaje: permanente ampliación de la densidad de drenaje y del volumen de sedimentos que se evacuan anualmente hacia las zonas de descarga. En contrapartida, la vegetación vinculada a los cursos de agua está menos alterada y aún cumple un papel importante en la estabilización de márgenes y taludes.

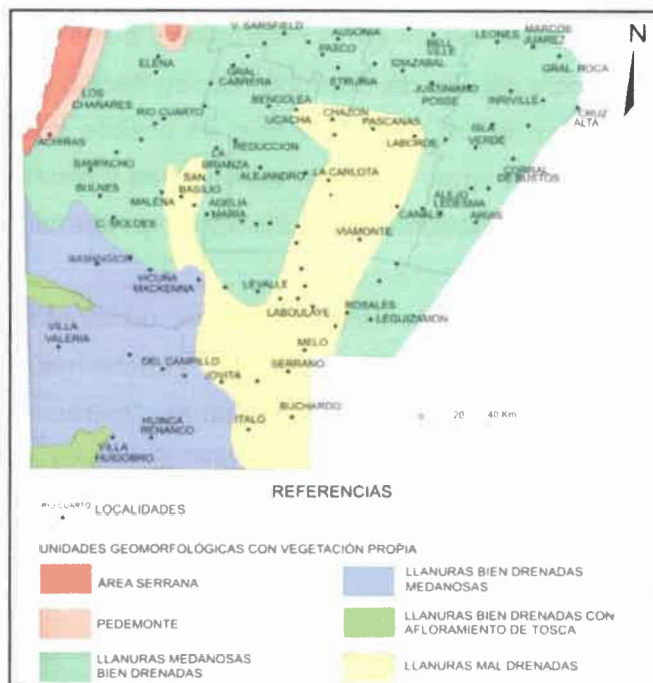


Figura II.3.1. Mapa de vegetación del sur de la provincia de Córdoba (tomado de Kraus *et al.*, 1999).

Llanuras medianosas bien drenadas

Estos ambientes, ubicados al SO de la provincia, están colonizados por especies "psamófitas", que prefieren sedimentos sueltos, arenosos y pobres en materia orgánica (Ustisamentes). Las especies leñosas más frecuentes son el "chañar" y el "peje", un arbusto común es el "olivillo" (*Hyalis argentea*) y en el estrato herbáceo se destacan la "paja blanca" (*Stipa tenuissima*) y la "paja vizcachera" (*Stipa eriostachya*). Las zonas adyacentes y márgenes de las lagunas están colonizadas por "talas", "cortaderas", "juncos" y "totoras".

Entre médanos se realizan cultivos anuales estivales ("girasol", "maíz", "sorgo") y forrajeras perennes como "pasto llorón" (*Eragrostis curvula*) y "alfalfa", e invernales como

el "centeno" (*Secale cereale*). Algunos médanos están fijados por el hombre con especies como "álamo" (*Populus canadensis*), "pino de alepo" (*Pinus halepensis*), "olmo" (*Ulmus pumila*), "tamarisco" (*Tamarix gallica*), "pasto llorón" y "caña de Castilla" (*Arundo donax*).

Los médanos conforman ecosistemas muy frágiles, con una flora bastante peculiar e interesante en adaptaciones. Debido a la movilidad de los materiales por acción del viento, las plantas poseen una gran capacidad de regeneración y rápido crecimiento además de cierta resistencia a la sequía.

Llanuras bien drenadas con afloramientos de tosca

Los suelos desarrollados sobre materiales limoarenosos son Haplustoles énticos y en algunos sectores, ubicados en cercanías del límite Sur de la provincia, Haplustoles arídicos con afloramientos de tosca. Aquí predomina un bosque abierto caducifolio, conocido como caldenal, donde la especie típica, en peligro de extinción, es el "caldén" (*Prosopis caldenia*). Esta especie adapta sus raíces a la tosca, ya que crecen superficialmente y paralelas a la superficie. El "caldén" se encuentra acompañado por el "algarrobo dulce" (*Prosopis flexuosa*), "tala", "atamisqui" (*Atamisquea emarginata*), "piquillín" (*Condalia microphylla*), "hachón" (*Cereus aethiops*), "tramontana" (*Ephedra triandra*), "lagaña de perro", "poleo", "pichanilla" (*Senna aphylla*), "cola de zorro" y "pasto de vaca" (*Trichloris crinita*).

El bosque caducifolio ocupaba el 50% de la superficie del Sur de Córdoba y en la actualidad está en franca retracción debido a la creciente deforestación para ampliar las zonas destinadas al cultivo de soja y maní. La tala de árboles y arbustos, además de potenciar los escurrimientos superficiales, ha implicado la pérdida de refugio y de alimentos para la fauna.

Llanuras mal drenadas

La vegetación de las llanuras mal drenadas es rica en halófitas, se distribuye de acuerdo al relieve y está sumamente condicionada por la posición de la capa freática que en estos ambientes, en general ya es muy salina. Los suelos predominantes están también afectados por la presencia de sales y sodio, en una distribución muy compleja que incluye entre otros, fundamentalmente, a Natracuoles y Natralboles.

En sectores donde la freática se encuentra entre 0,60 y 1 m, se ubica el monte, con especies leñosas como el "chañar", el "moradillo" y el "tamarisco" (*Tamarix gallica*). En sectores más bajos comienza a aparecer el "cachiyuyo" (*Atriplex undulata*), "palo azul" (*Cyclolepis genistoides*), "sal de indios" (*Maytenus vitis-idaea*), "retortuño" (*Prosopis*

strombulífera), "piquillín de las víboras" (*Lycium chilense*) y "guaycurú" (*Limonium brasiliense*).

Cuando el agua freática se encuentra muy cercana a la superficie, puede aflorar y depositar sales formando playas salinas. Éstas están colonizadas por especies suculentas tales como "jume" (*Salicornia ambigua*), "vidriera" (*Suaeda patagónica*), "cola de gamma" (*Heliotropium curassavicum* var. *Argentinum*) y no suculentas como "pelo de chancho" (*Distichlis scoparia*), "cola de mula" (*Distichlis spicata*), "tripa de pollo" (*Cressa truxiliensis*) y "espartillo" (*Spartina densiflora*).

Si el relieve es cóncavo se forman bañados o lagunas temporarias o permanentes, por afloramiento de la freática, de alto contenido salino. En las márgenes se observan "totoras" (*Typha subulata*), "espartillos" y "juncos" (*Juncus acutus*) y sumergidas "potamogeton" (*Potamogeton berteroanus*) y "ruppia" (*Ruppia cyrrhosa*).

Las especies halófitas están adaptadas para soportar altas concentraciones de sales y resistir la acción tóxica de algunas de ellas. Cuando la concentración es muy elevada, son escasas las especies que integran la comunidad, pero a medida que disminuye la salinidad, se incrementa la población. La mayoría crece en medios húmedos y son hidrorresistentes, ya que la excesiva concentración en sales dificulta la absorción de agua. Estas áreas, como ya se indicara, no sólo reciben las descargas crecientes de agua y sedimentos provenientes de las cuencas altas y medias de los cursos de la región con lo cual amplían sus superficies, sino que paulatinamente están siendo incorporadas como tierras agrícolas a través de sistemas de drenaje y remoción de la vegetación natural. La presencia de cobertura vegetal permite una mayor infiltración del agua de lluvia y el lavado de las sales en los primeros centímetros del suelo, lo que contribuye a mejorar las condiciones de germinación y establecimiento de plantas. El suelo desnudo favorece la acumulación de sales en superficie por incremento de la evaporación, las que son esparcidas por el viento aumentando la superficie afectada.

II.4 - USO ACTUAL DEL TERRITORIO

Degiovanni (2008) definió para la región sur de la provincia de Córdoba 11 clases de uso del territorio (Fig. II.4.1), una síntesis de sus características se presenta a continuación:

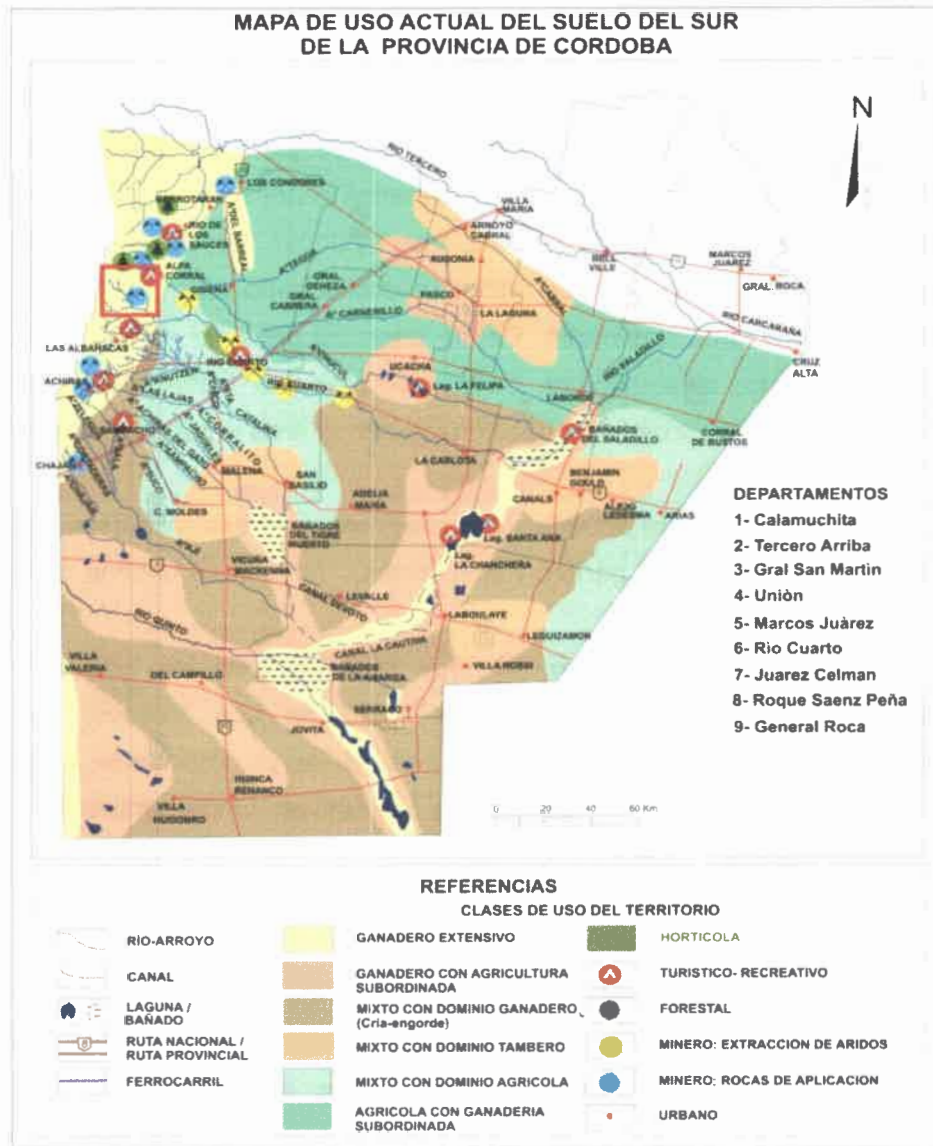


Figura II.4.1. Mapa de uso del territorio para el sur de la provincia de Córdoba (tomado de Degiovanni, 2008). El recuadro en rojo señala la cuenca de estudio.

Uso urbano: incluye las áreas ocupadas por centros poblacionales, sectores industriales asociados y principales vías de comunicación. Los centros poblados más

importantes son las ciudades de Río Cuarto (145.000 hab.), Laboulaye y La Carlota (50.000 hab.). Si bien la región nunca tuvo un gran desarrollo industrial, se destacan emprendimientos relacionados a la actividad agrícola-ganadera como frigoríficos, empresas lácteas, molinos harineros, aceiteras, seleccionadoras de maní, implementos/maquinarias agrícolas, entre otros. Además, la posición geográfica del Sur cordobés en el centro del país ha favorecido el desarrollo de una importante red vial.

Uso minero: comprende explotaciones de rocas de aplicación en el sector serrano y extracción de áridos en el curso medio del río Cuarto. Merecen destacarse las explotaciones de basalto en Los Cóndores, las de granito y cuarzo en Achiras, y las de mármol para la producción de cal y ornamental en el distrito Cañada del Sauce, en el flanco nororiental de las Sierras de Comechingones (al Oeste de las localidades de Elena-Berrotarán). La minería de áridos llevada a cabo en el río Cuarto constituye una actividad en creciente desarrollo. Desde hace 60 años se extraen áridos del cauce y terrazas de este curso en el tramo comprendido entre Río Seco y Alejandro, concentrándose el 80% de la producción total en el área urbana y periurbana de la ciudad de río Cuarto.

Uso forestal: esta actividad es incipiente y se desarrolla especialmente en áreas serranas con especies del género Pinus (pinos), del cual se obtiene madera y en menor proporción, resina.

Uso turístico-recreativo: es muy importante en las localidades serranas de Achiras, Alpa Corral, Las Albahacas y Río de Los Sauces, que cuentan con infraestructura habitacional y campings para alojar un importante número de turistas. Otros sitios donde se realizan actividades recreativas, fundamentalmente pesca, son las lagunas La Helvecia (Bañados del Saladillo), la Chanchera (al Sur de La Carlota), la Reserva Provincial de Fauna "La Felipa" (Sur de Uchaca) y Suco (proximidades de Sampacho).

Uso hortícola: aledaño a la ciudad de Río Cuarto se localiza un importante sector hortícola que produce verduras de estación destinadas principalmente al consumo local.

Uso agrícola con ganadería subordinada: en esta clase se consideran aquellas áreas donde la actividad agrícola supera ampliamente a la ganadera (más del 70%), en general comprende a los sectores con suelos mejor desarrollados, bien drenados y climáticamente más húmedos donde se hacen dos cultivos anuales, por ejemplo trigo-soja, y la rotación con la ganadería es mínima o está ausente.

Uso mixto con dominio agrícola: en esta clase a diferencia de la anterior, ambas actividades tienen peso similar destacándose ligeramente la agricultura, aunque

esto varía según el precio de los cereales y de la carne. En estos establecimientos se cultiva maíz, girasol y soja, principalmente en el verano, trigo en el invierno, pero parte de la superficie se destina a pasturas o forrajeras para la cría de ganado.

Uso mixto con dominio ganadero: constituye la clase que mayor superficie abarca en los departamentos del Sur de la Provincia de Córdoba, en general se asocia a condiciones edáficas y de drenaje más heterogéneas y/o a limitantes climáticas.

Uso mixto con actividad tampera: en el sector limítrofe con la provincia de Santa Fé se localiza la mayor área tampera del país. La "cuenca láctea de Villa María" es la más importante de la provincia. En la zona de Canals-Benjamín Gould y Laboulaye - Villa Rossi se reconocen otras dos áreas lecheras secundarias, y en el departamento Río Cuarto (Malena, San Basilio) se localiza otro sector dedicado a la actividad tampera.

Uso ganadero con agricultura subordinada: esta clase corresponde a las tierras con importantes restricciones de uso, ya sean edáficas, de drenaje y/o climáticas. Comprende las áreas periféricas a las depresiones principales y las zonas medanosas del Sudoeste provincial. La actividad ganadera principal está destinada a la producción de bovinos para carne.

Uso ganadero extensivo: esta clase se reserva para las zonas sin aptitud agrícola por diferentes razones e incluye el sector serrano, los humedales y el área sudoccidental medanosa, con afloramientos de tosca y cubierta por montes. La actividad ganadera se realiza sobre la base de pastos naturales siendo muy común el sobrepastoreo. Con el drenaje de las áreas deprimidas y el continuo desmonte se han incorporado tierras de esta clase para el cultivo de cereales (maíz, trigo) y oleaginosas (soja/maní), a pesar que presentan severas restricciones para uso agrícola. De este modo, excepto el área serrana, en la actualidad los humedales, zonas medanosas o con calcretas en superficie tienen un uso mixto con dominio agrícola.

II.5 - CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio pertenece a las Provincias Geológicas Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana. En la primera, específicamente dentro de la Sa. de Comechingones (Sierras Grandes de Córdoba), se desarrolla la mayor parte de la cuenca, y en la segunda, representada por el sector pedemontano oriental, que constituye la zona de transición hacia la llanura pampeana central, se localiza el colector principal.

Entre los aportes más antiguos al conocimiento geológico regional se encuentran las investigaciones de Pandolfi (1938) en el área volcánica de Chaján y Sosis (1964), quien levantó la Hoja Geológica 24h Sierra del Morro. Con el desarrollo de la exploración petrolífera y minera surgieron nuevos aportes de mayor detalle e investigaciones llevadas a cabo por el SEGEMAR, en virtud del convenio realizado con el Servicio Geológico Australiano (cuyos resultados fueron publicados en 1997), Hunt Oil Company y la propia Universidad Nacional de Río Cuarto. Esta última generó, fundamentalmente desde el año 1981, estudios geológicos regionales y de detalle, en el ámbito de las sierras y la llanura, de gran importancia para el conocimiento y uso de los recursos naturales (Cantú, 1992; Cantú y Degiovanni, 1993; Otamendi *et al.*, 1996; Pinotti *et al.*, 2002; Degiovanni *et al.*, 2005; Coniglio, 2006; Fagiano, 2007, entre otros).

Las **Sierras Pampeanas** han sido caracterizadas como un antepaís fragmentado del margen activo de la placa Sudamericana (Jordan y Allmendinger, 1986). Su geología está dominada por rocas ígneo-metamórficas de edades más antiguas que el Paleozoico superior, que exhiben deformaciones dúctiles-semifrágiles hasta ese período y un comportamiento frágil posterior. En su mayor parte están integradas por un basamento cristalino de edad precámbrica a paleozoica inferior, cubierto parcialmente por sedimentitas de edades carbonífera, pérmica, triásica, cretácica, terciaria y cuaternaria.

Estructuralmente las Sierras Pampeanas conforman un sistema de bloques limitados por fallas inversas generadas a partir del Mioceno Inferior por reactivaciones neotectónicas de un régimen compresivo producto de la orogenia Andina (Ramos, 1999). Se asocian a estas fallas otras de dirección este-oeste y noroeste-sureste. Movimientos neotectónicos generaron numerosos casos de inversión tectónica observables en rasgos geomorfológicos y estratigráficos cuaternarios (Degiovanni *et al.*, 2005, Sagripanti y Villalba, 2011; Sagripanti *et al.*, 2011, 2012).

Específicamente para las Sierras Pampeanas de Córdoba, Gordillo y Lencinas (1979) caracterizaron al basamento cristalino como un complejo metamórfico-migmático, de edad precámbrica, formado por gneises, migmatitas, anfibolitas, mármoles, esquistos y filitas, e intruido en el Paleozoico Inferior por cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas (Achala y Cerro Áspero), y por rocas básicas y ultrabásicas de escasa representación areal. Son frecuentes también intrusiones menores de composición granítica, granodiorítica y tonalítica de diversa edad, tamaño y forma. Se han reconocido además numerosas fajas de cizalla caracterizadas por milonitas y cataclasitas (Martino, 2003, Fagiano *et al.*, 2004; Fagiano *et al.*, 2006a, entre otros). Entre los trabajos recientes sintetizando la geología del basamento están los de Martino y Guerreschi, 2014; Anzil *et al.*, 2014; Tibaldi *et al.*, 2014, D'Eramo *et al.*, 2014; Pinotti *et al.* 2014; Otamendi *et al.* 2014; Lagorio *et al.* 2014, Arnosio *et al.*, 2014, Costa *et al.*, 2014 y Baldo *et al.* 2014).

La **Llanura Chaco-Pampeana** coincide con una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde se han acumulado espesas series sedimentarias continentales y marinas desde el Cambro-Ordovícico hasta la actualidad. El espesor de la sucesión sedimentaria no es uniforme, sino que se reconocen diferentes cuencas separadas entre sí por altos y dorsales, aunque probablemente para los términos más antiguos el área se haya comportado como una única zona negativa (Russo *et al.*, 1979, Chebli *et al.*, 1999).

II.5.1 - ESTRATIGRAFÍA

Las Figuras II.5.1 y II.5.2 permiten observar un esquema geológico de la región y la columna estratigráfica general, respectivamente (Blarasin, 2003; Degiovanni *et al.*, 2005). A continuación se describirá brevemente la estratigrafía del sector centro-occidental de la provincia de Córdoba.

Proterozoico – Paleozoico inferior

El conocimiento geológico de la **Sa. de Comechingones** estuvo restringido, por mucho tiempo a lo aportado por Sosic (1964) y Gordillo y Lencinas (1979). Trabajos posteriores son los de de Nullo *et al.* (1991, 1992), Fagiano *et al.* (1993), Feliu (1994), Otamendi (1995), Otamendi *et al.*, (1996); Stuart-Smith y Skirrow, (1997). Recientemente, en el marco del XIX Congreso Geológico Argentino, se ha elaborado un relatorio (Martino y Guerreschi, 2014a) conformado por documentos de síntesis y actualización de la

información geológica para la Sa. de Comechingones (Otamendi *et al.*, 2014; Pinotti *et al.*, 2014; D'eraimo *et al.*, 2014, Martino y Guerreschi, 2014b, entre otros).

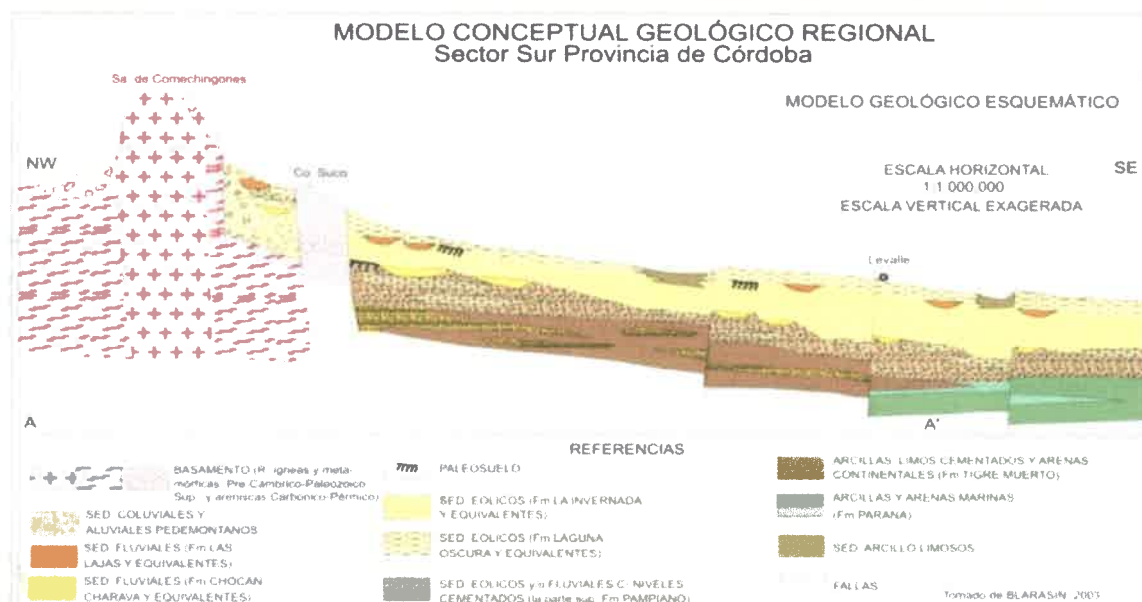
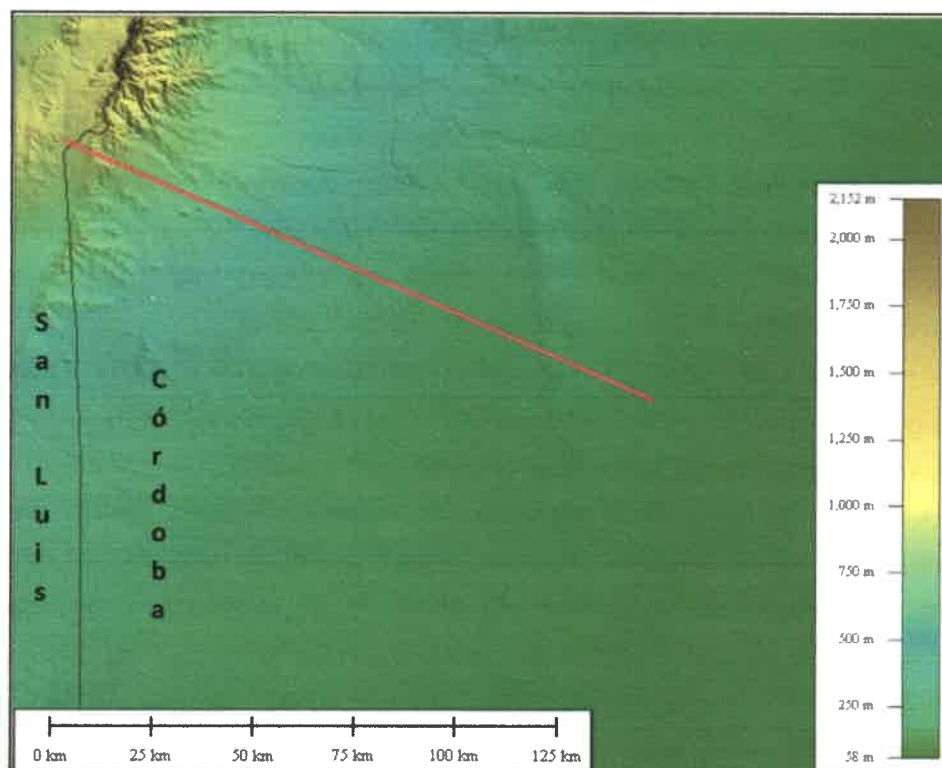


Figura II.5.1. Esquema Geológico Regional (hasta 400 m de profundidad). Tomado de Blarasin (2003). En la parte superior se muestra un modelo de elevación digital del terreno del sur de la provincia de Córdoba con la ubicación aproximada del Esquema Geológico Regional.

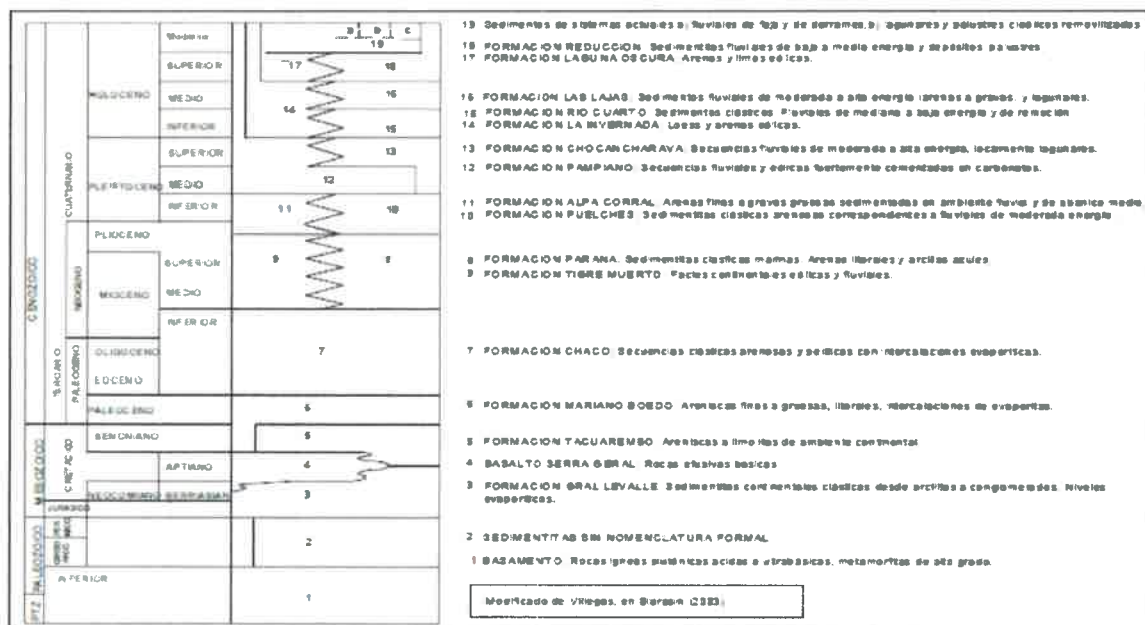


Figura II.5.2. Estratigrafía regional del Sur de Córdoba. Tomado de Blarasin (2003).

Fagiano (2007) divide el extremo sur de la Sa. de Comechingones en dos unidades litoestratigráficas principales: Complejo Monte Guazú y Complejo Achiras. Esta porción de la sierra además se ve afectada por dos fajas de cizalla de orientación submeridiana: una occidental llamada Faja de cizalla Las Lajas, que pone en contacto en su extremo meridional a los Complejos Monte Guazú y Achiras, y otra oriental, la Faja de cizalla Guacha Corral, que afecta únicamente al Complejo Monte Guazú (Fig. II.5.3).

El **Complejo Monte Guazú** se reconoce como la unidad litoestratigráfica de mayor distribución areal de la Sa. de Comechingones. Está constituido por ortogneises tonalíticos, paragneises y milonitas derivadas de los ortogneises y paragneises. Mármoles y anfibolitas aparecen como tabiques o lentes con menor volumen y distribución areal que los gneises (Otamendi *et al.* 1996, 2000). El ortogneis tonalítico biotítico es el tipo litológico más abundante. El paragneis en general está milonitizado.

Dentro de las migmatitas, las rocas predominantes son las metatexitas, con núcleos discretos menores de diatexitas en el área al este del batolito Cerro Aspero (Fagiano *et al.* 2002a, 2004).

Son comunes en el área cuerpos pequeños a medianos de pegmatitas graníticas simples concordantes con las metamorfitas. También se han distinguido vetas de cuarzo hidrotermal concordantes o discordantes con la roca de caja. Los mármoles por su parte, no son abundantes en la región (Fagiano, 2007).

El **Complejo Achiras** por su parte, se ubica en el sector occidental, y está conformado por una asociación metamórfica dominada por esquistos y gneises biotíticos, y, en forma subordinada, calizas cristalinas, anfibolitas y metabasitas. Las rocas de este complejo reflejan los efectos de metamorfismo regional dinamotérmico, y la asociación mineralógica de los esquistos y metabasitas corresponde a un metamorfismo de grado medio. La Faja de Cizalla Las Lajas secciona al Complejo Achiras en su parte media, con una dirección aproximada Este-Oeste, y Fagiano (2007) denomina a las dos porciones resultantes **Complejo Achiras Norte** y **Complejo Achiras Sur**.

Fagiano (2007) estudia con mayor profundidad al Complejo Achiras Sur, el cual es dividido en **Unidad India Muerta**, constituida por una asociación de esquistos, anfibolitas, mármoles, migmatitas estromatíticas y leucogranitos peraluminosos (Otamendi *et al.*, 1999), y **Unidad Los Nogales**, formada por monzogranitos y sienitas cuarzosas, siendo el afloramiento más representativo el Granito Los Nogales. Este granito fue datado en 382 ± 6 Ma (Stuart-Smith y Skirrow, 1997).

En el Norte de la Sa. de Comechingones, numerosos trabajos describen las características más relevantes de los granitoides postcinemáticos como el Batolito Cerro Áspero, además de las características petrológicas y estructurales de la roca de caja,

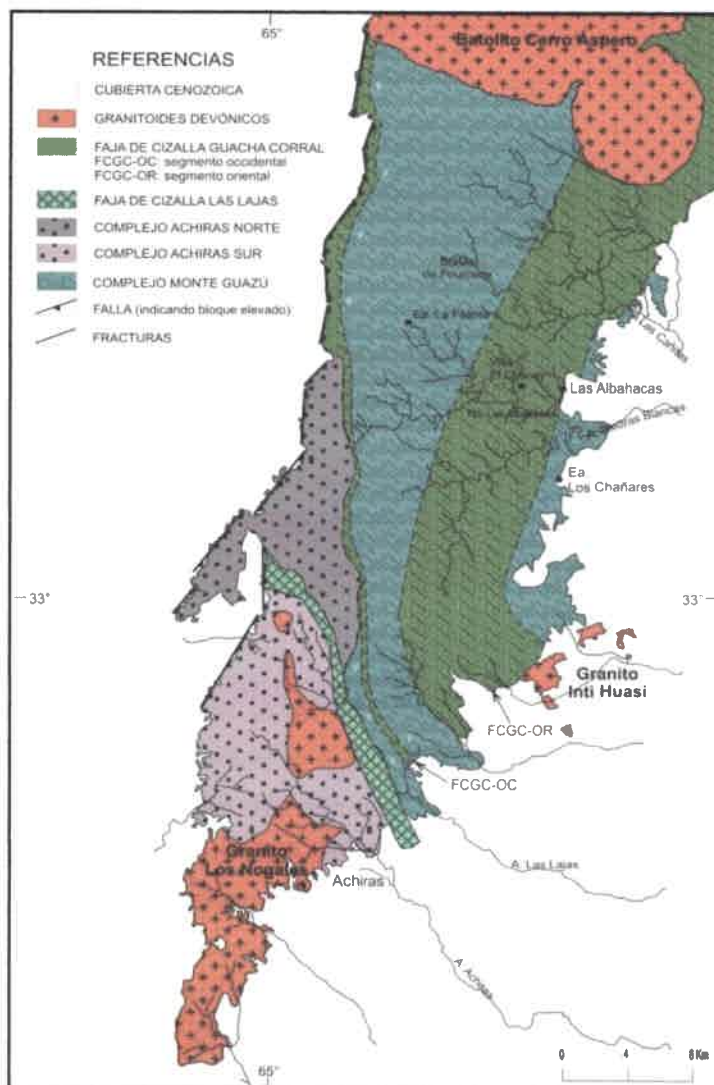


Figura II.5.3. Mapa geológico de la Sa. de Comechingones Sur. Distribución de complejos metamórficos, fajas de cizalla y granitoides (tomado de Fagiano, 2007).

como los de Coniglio y Esparza (1988), Porta (1992), Pinotti *et al.* (1992, 1996, 1997, 2002), Coniglio (2006), entre otros. El Batolito Cerro Áspero intruye la sección media del Complejo Monte Guazú, posee un área aflorante de 440 Km² y es el complejo granítico más importante de la Sa. de Comechingones. Se le ha asignado una edad Devónica media a tardía (Pinotti *et al.*, 2002). Está conformado por tres plutones: Los Cerros, El Talita y Alpa Corral, localizados de Norte a Sur, respectivamente. Pinotti (1998) y Pinotti *et al.* (2002) efectúan la cartografía geológica integral del batolito y el modelo de intrusión a partir del emplazamiento sucesivo de tres plutones de composición monzogranítica y caracterizan a este magmatismo como calcoalcalino de alto potasio con elevado contenido de elementos litófilos, fósforo y titanio. Las rocas graníticas del batolito Cerro Áspero se destacan además por poseer altos contenidos en flúor, notablemente superiores al de otros intrusivos graníticos devónicos y famatinianos (Coniglio 2006).

Entre los trabajos metalogenéticos más recientes sobre las mineralizaciones sinbatolíticas se destacan Mutti y González Chiozza (2005), Coniglio (2006) y Coniglio *et al.* (2008, 2013). Las mineralizaciones postbatolíticas fueron abordadas por Galindo *et al.* (1997) y Coniglio *et al.* (2000, 2004, 2006 y 2010).

Próximo a los plutones El Talita y Alpa Corral (contacto S y SE) se ha descrito una aureola térmica de contacto discontinua con un espesor aproximado de 500 m, formada por rocas de la facies de hornfels hornblendífero y de albita-epidoto (Fagiano *et al.*, 2006b).

Por su parte, la **Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC)** es una de las más extensas de las Sas. de Córdoba, se extiende desde el Sur del batolito de Achala hasta la culminación austral de la Sa. de Comechingones, con una longitud expuesta aproximada de 120 Km. Posee un ancho variable con un máximo de 20 Km en el Norte, en su sección media está parcialmente segmentada por la intrusión del batolito Cerro Áspero, y en el tramo Sur se resuelve en numerosas y estrechas fajas de 100 a 200 m de potencia (Fagiano y Martino, 2004). Es una amplia zona de deformación dúctil de orientación submeridiana, que le imprime al conjunto una foliación milonítica penetrativa sobreimpuesta a una anterior de desarrollo regional. Diversos trabajos han determinado para la faja una cinemática inversa predominante, con vergencia hacia el Oeste, y la relacionan al evento contraccional oclóyico ocurrido al final del ciclo Famatiniano (Martino, 2003, Fagiano *et al.*, 2002a, 2006b, Pinotti *et al.*, 2002, entre otros). Los contactos entre la faja de cizalla y el complejo migmatítico son graduales y es común encontrar secuencias constituidas, desde afuera hacia adentro de la faja, por estromatitas deformadas, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.

Cuaternario

En general la secuencia cuaternaria responde a una interstratificación de depósitos continentales eólicos, fluviales de variada energía y lagunares/palustres.

- **Plio-Pleistoceno**

La **Formación Alpa Corral** (Cantú, 1992) aflora en la base de la secuencia que constituye el abanico del río Alpa Corral-Seco, principal afluente del río Cuarto y fue reconocida en algunas perforaciones al Noroeste de la ciudad de Río Cuarto. Son arenas finas con gravas dispersas, y arenas medias y gruesas con niveles de gravas intercaladas, asignadas a ambientes fluviales de moderada energía de abanico medio-distal (Eric, 1986). Sobre la base de consideraciones geológicas y el hallazgo de un resto fósil de edad terciaria, Cantú (1992) la ubicó en el límite Plio-Pleistoceno.

- **Pleistoceno medio a superior**

La **Formación Pampiano**, reconocida por Fidalgo *et al.* (1973) y Cantú (1992), se compone de sedimentos eólicos y fluviales de variada energía de transporte, consistentes, en general, en limos y limos arenosos fuertemente cementados por carbonatos, de coloración rojiza, que se presentan en varios niveles, lateralmente discontinuos.

Para el abanico del río Seco, donde están las mejores exposiciones de esta formación, Eric (1986) describió dos miembros. El *miembro inferior* está constituido por materiales limosos y limo-arenosos muy finos, de color pardo rojizo, con varios niveles conteniendo nódulos de cementación con hierro y subordinadamente sílice, que dan lugar a sectores con cementación continua de origen mixto, correspondientes a depósitos fluviales de canal, de llanura de inundación y probablemente palustres. El *miembro superior* está compuesto por limos eólicos (loess) de color pardo rojizo y pardo amarillento, con hasta nueve niveles de calcretas de diversos tipos, donde dominan bancos continuos de formas tabulares.

Esta Formación ha sido reconocida también en numerosas perforaciones. En varias exposiciones, asociadas a barrancas de otros arroyos, sobre materiales asignados a esta formación se observa un paleosuelo (Argiudol, sólo se preservan los horizontes Bt y BC) al que Cantú (1992) denominó Geosuelo Estancia El Cerrito. El mismo autor asigna a esta formación al Pleistoceno medio a superior, basado en la presencia de parte de un maxilar de un "diente de sable" y, al paleosuelo, al Pleistoceno superior.

La **Formación Chocancharava**, descrita por Cantú (1992), consta de materiales que responden a un ciclo más húmedo, constituidos por psamitas y psefitas, con estructuras de corte y relleno y tendencia general granodecreciente, interpretadas como facies típicas de canales fluviales entrelazados, y facies de energía decreciente, tractivas a suspensivas, correspondientes a llanuras de inundación. También se encuentran materiales pelíticos verde amarillentos, con rizoconcreciones, asociados a ambientes leníticos y a depósitos de tipo flujos densos (cenoglomerados).

La edad que se le asigna es Pleistoceno superior (Cantú, 1992), sincrónico con el Geosuelo Estancia El Cerrito (Cantú *et al.*, 2005, Cantú *et al.*, 2006)

- **Pleistoceno superior - Holoceno inferior**

La **Formación La Invernada** se compone de secuencias limosas masivas (loess) en mantos tabulares de variado espesor (desde pocos centímetros hasta varios metros). Su mineralogía muestra dos orígenes: una asociación plutónico-metamórfica, correspondiente al basamento cristalino, y otra volcánico-piroclástica. La presencia de abundante fauna mamalífera lujanense permite asignarla al Pleistoceno superior tardío-Holoceno bajo (Cantú, 1992) y las dataciones por TL y ISRL presentadas en Cantú *et al.* (2006) con valores de 12,8 ka para el techo y 56,1 ka para la base, al Pleistoceno superior tardío. En algunos sectores el techo de la formación presenta un paleosuelo, Geosuelo Las Tapias (Cantú, 1992), del orden de los Molisoles.

La **Formación Río Cuarto** (Blarasin *et al.*, 2000) se vincula lateralmente con la Fm. La Invernada por su posición estratigráfica relativa, sobreyaciendo normalmente a los depósitos de la Fm. Chocancharava o discordantemente a la Fm. Pampiano, y subyaciendo a la Fm. Arroyo Las Lajas. Son sedimentos fluviales de baja energía, paraconglomerados de matriz limo-arenosa y depósitos de ambientes con circulación de aguas restringida (Blarasin *et al.*, 2000).

- **Holoceno inferior – medio**

La **Formación Arroyo Las Lajas** (Cantú, 1992) está compuesta por sedimentos clásticos cuya granulometría varía de gravas a arenas y limos. La génesis, según su ocurrencia, es fluvial-coluval, vinculada a procesos de erosión hídrica bien manifiestos (cárcavas) en cuyo caso se presenta como un cenoglomerado con intraclastos del suelo Las Tapias, a fluvio-lagunar. Esta Formación puede presentar niveles con diatomeas. Correspondería al final del período Optimum Climaticum (Holoceno inferior-medio, IS-1) y

sería correlacionable con el paleosuelo que constituye el techo de la Formación La Invernada.

- **Holoceno superior**

La **Formación Laguna Oscura** (Cantú, 1992) se extiende por amplias regiones del Sur de Córdoba, con excepción de las zonas de bajos, las terrazas fluviales más bajas y los derrames actuales. Está constituida por sedimentos eólicos arenosos muy finos y limosos, en los que mineralógicamente domina el cuarzo, feldespato y vidrio volcánico, dispuestos en mantos cuyo espesor varía desde centímetros hasta 20 m. La sección superior, actualmente aflorante, puede presentarse edafizada o como depósitos medanosos resultantes de retrabajo local. Es correlacionable con la Formación San Guillermo establecida por Iriondo (1987) para Santa Fe. Dataciones por TL y ISRL arrojan una edad entre 3,7 y 4,2 ka, es decir Holoceno superior (Cantú *et al.*, 2004).

La **Formación Reducción** (Blarasin *et al.*, 2000) está constituida por arenas gruesas a gravas finas, con matriz limo-arenosa, a arenas finas, y mineralógicamente está compuesta por cuarzo, feldespatos, abundantes micas y lititos de procedencia granítica. Estas secuencias son interpretadas como correspondientes a secuencias fluviales de baja a moderada energía donde predominan los depósitos de acreción lateral. Se la considera coetánea y asociada lateralmente con la Formación Laguna Oscura.

Los **Sedimentos modernos sin denominación formal** corresponden a la parte superior del Holoceno, desde la instalación del clima Atlántico actual, cubren a los depósitos anteriores y están vinculados al funcionamiento de los sistemas eólicos, lagunares y fluviales actualmente instalados. Son de escaso espesor y no pueden ser nominados formacionalmente. Degiovanni (2008) los agrupa en: a) *Sedimentos fluviales de faja y secuencias psamopelíticas de abanicos de derrames*, b) *Sedimentos pelíticos lagunares y palustres*, y c) *Sedimentos eólicos*.

II.5.2 – ESTRUCTURA

Al analizar el campo de las deformaciones frágiles, Degiovanni *et al.* (2005) y Degiovanni (2008) efectuaron una síntesis de las principales estructuras de la región Sur de Córdoba (Fig. II.5.4), y proponen agruparlas de la siguiente manera:

-Sistema meridiano a submeridiano: Constituye el sistema más importante, que, como se citó anteriormente, fue definido por la orogenia andina generando grandes bloques diferencialmente ascendidos y basculados, característicos de las Sierras y Llanura Pampeana. Entre ellas merecen citarse las fallas de Comechingones, Guacha Corral, Río de Los Sauces, Sierra Chica, Santa Catalina, San Basilio, del Tigre Muerto, Levalle, Reducción, Alejandro-Pampayasta y El Rastreador-Los Cisnes, entre otras.

-Sistema E-O: Las fracturas de este rumbo, muchas de ellas de carácter normal, seccionan y escalonan a los megabloques meridianos y controlan la traza de varios cursos. Conforman el grupo, entre otras, las fallas de Elena, arroyo Boca del Sauce, El Cano, del Tegua, Santa Catalina, Río Cuarto, y un conjunto de fracturas que limitan bloques menores.

-Sistema NO-SE: Está muy bien representado en el extremo sur de las Sa. de Comechingones y en las planicies occidentales. Estructuras con esta dirección provocan el descenso escalonado de los bloques serranos y controlan la mayoría de los cursos que tienen sus nacientes en este sector (Achiras, La Cruz, Cortaderas, Chaján). Se destacan las fallas: Las Lajas-Sampacho, Alpa Corral, Chaito-Chazón (Cantú y Degiovanni, 1982).

-Sistema NE-SO: Se destacan las fallas del Saladillo y de Las Lagunas. La primera define, hacia el NO, una depresión donde se disponen los Bañados del Saladillo, el complejo lagunar La Chanchera-La Brava, entre otros y, hacia el E-SE al bloque elevado Viamonte-Laboulaye (Villegas, 1999). La segunda tiene carácter inverso y probada actividad en el Cuaternario (Sagripanti *et al.*, 1998). En la Sa de Comechingones también se reconocen estos sistemas, por ejemplo el lineamiento que controla al Piedras Blancas.

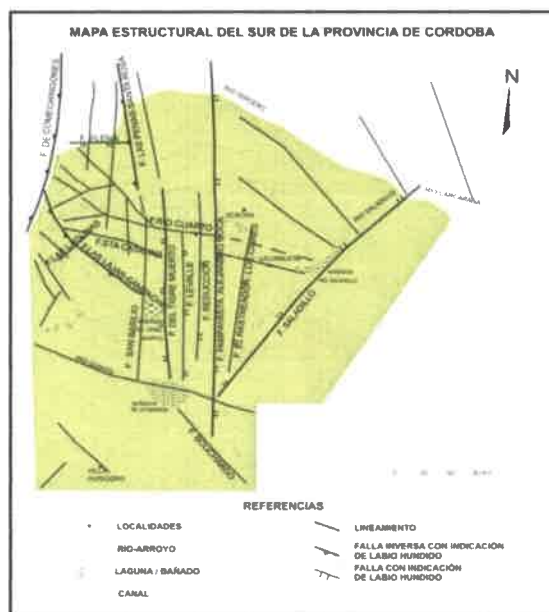


Figura II.5.4. Mapa estructural del Sur de la provincia de Córdoba (tomado de Degiovanni, 2008).

II.5.3 – GEOMORFOLOGÍA

En Carignano *et al.* (2014) se presenta un ordenamiento y redefinición de unidades geomorfológicas y un mapeo geomorfológico a nivel regional para la provincia de Córdoba (Fig. II.5.5). Este trabajo incluye un análisis de las formas de relieve y los paisajes cuaternarios y pre-cuaternarios, incluyendo geformas muy antiguas, relictas y exhumadas, así como los aspectos evolutivos de los cambios ocurridos en el paisaje y en el ambiente.

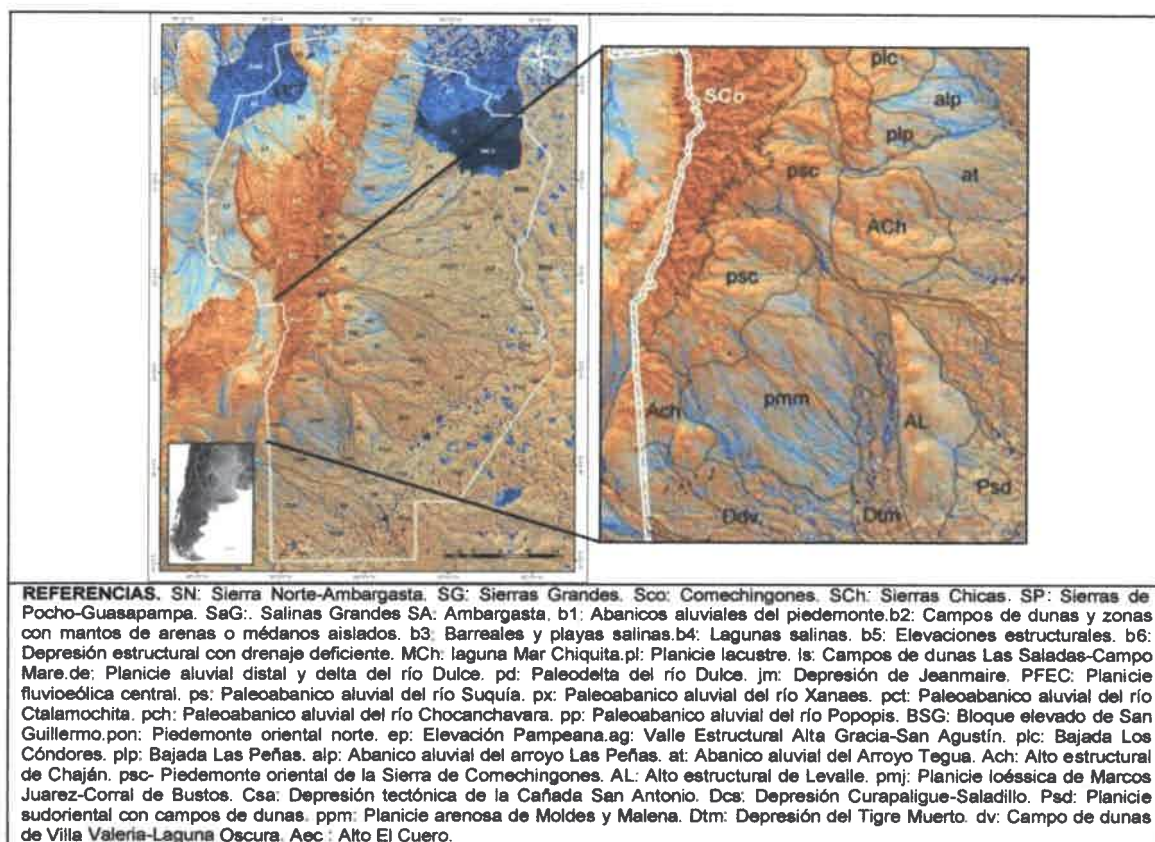


Figura II.5.5. Modelo digital del terreno de la Provincia de Córdoba realizado mediante combinación de índice de humedad (*wetness index*), factor longitud de pendientes (LS factor) y sombreado analítico de tendencia de pendientes (*analytical hillshading*), para resaltar zonas deprimidas y concentración de drenajes (tonos de azul y celeste) y el gradiente de la pendiente en sectores elevados (tonos de marrón y naranja). Límites entre unidades líneas grises. Se amplía a la derecha la región de estudio (Tomado de Carignano *et al.*, 2014).

A escala regional la geomorfología del Sur de la provincia de Córdoba se vincula fuertemente a la estructura de bloques que caracterizan al sistema de Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana, a variaciones climáticas ocurridas en el

Cuaternario (a las que se vincula la construcción de planicies eólicas y aluviales), y a eventos neotectónicos.

La Figura II.5.6 muestra las unidades geomorfológicas definidas por Degiovanni (2005) para la región a partir de numerosos estudios previos. A continuación se hará una síntesis de las mismas, haciendo énfasis en la descripción de las más relacionadas al área de trabajo.

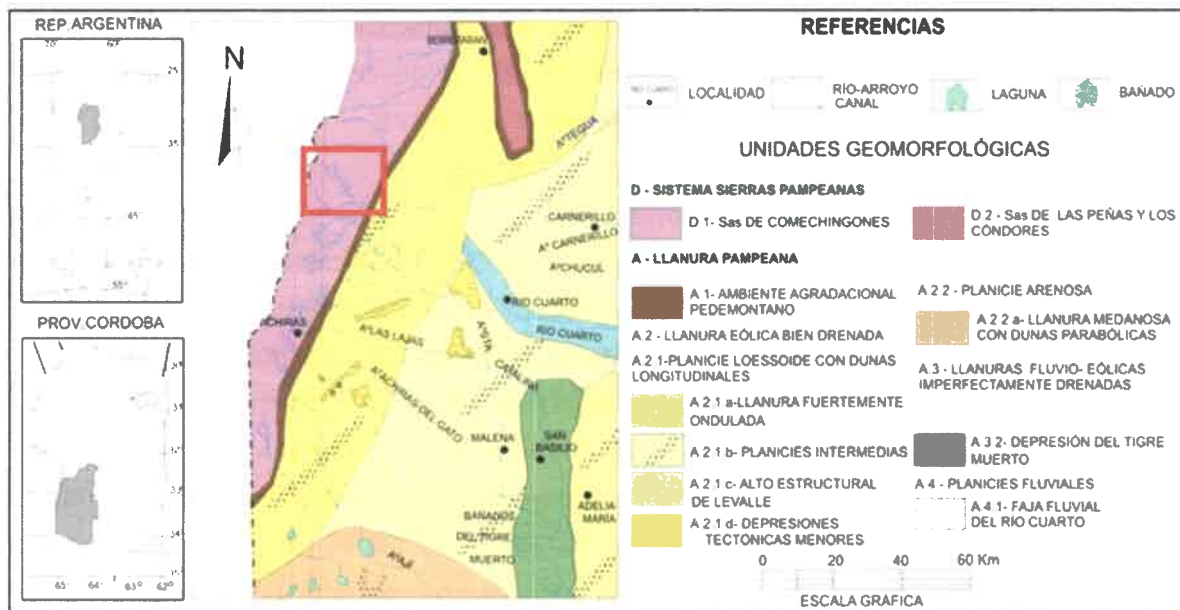


Figura II.5.6. Mapa geomorfológico regional, el recuadro en rojo señala el área de estudio (tomado de Degiovanni, 2008).

D.1 - Sierra de Comechingones

Constituye el extremo meridional del cordón de las Sierras Grandes de Córdoba y tiene un rumbo NNE-SSO. Su ancho varía, reduciéndose hacia el Sur (desde 35 a 6 km aproximadamente) al igual que su altitud, que desciende desde 2000 a 900 metros, conforme el rechazo de la falla de Comechingones (situada al Oeste) disminuye y la escarpa queda sepultada por depósitos cuaternarios. La escarpa de falla de Comechingones presenta una morfología muy variable en toda su extensión debido a variaciones en el rechazo, litología involucrada, presencia de escalonamientos por estructuras secundarias y grado de cobertura sedimentaria.

En sentido Este-Oeste, esta sierra presenta la clásica asimetría de Sas. Pampeanas con máximas alturas en su borde occidental, y en ambos sentidos el descenso es escalonado según megabloques. En las partes cumbresales de estos bloques serranos se encuentran superficies de erosión antiguas, las que muestran diferente grado de preservación y cerros relictos de variada morfología (Rabassa *et al.* 1997,

Degiovanni *et al.*, 2003). Estas superficies suavemente onduladas se encuentran en parte cubiertas por depósitos eólicos del Cuaternario.

Las variaciones litológicas dentro de la sierra permiten distinguir formas modeladas sobre rocas graníticas, con clásicas morfologías bochiformes y cupuliformes relictuales y, sobre rocas metamórficas, con relieves orientados, crestiformes.

La vertiente oriental de esta sierra es drenada por el sistema de los ríos Tercero, Cuarto y numerosos arroyos menores (La Barranquita, Cipión, Las Lajas, Achiras-del Gato, de La Cruz, entre otros). En general, la red de drenaje es de alta densidad, generalmente asimétrica y muy controlada por la estructura.

D.2 - Sierra de Las Peñas y Los Cóndores

Constituyen las últimas estribaciones de la Sierras Chicas de Córdoba, con alturas que varían de aproximadamente 750 a 650 m de Norte a Sur, conforme la tasa de levantamiento disminuye y la escarpa de falla occidental pierde expresión.

La *Sierra de Los Cóndores* representa la inversión tectónica de un rift cretácico menor y está integrada por bloques de basamento y fundamentalmente, por bloques compuestos por una secuencia vulcano-sedimentaria con buzamiento monoclin. Esto favoreció, desde el Terciario, el desarrollo de relieves tabulares y tipo cuevas.

La *Sierra de Las Peñas*, de muy baja altura, presenta un relieve de lomadas suaves constituidas por rocas de basamento, separadas por amplios valles con relleno sedimentario, la mayoría de los cuales se ajustan a la estructura. La escarpa occidental está muy evolucionada, presenta superficies de pedimentación comúnmente cubiertas por depósitos del Cuaternario (Degiovanni y Cantú, 1997). La red de drenaje actual, en algunos casos semipermanente, se integra a la cuenca del río Tercero o bien se infiltra en el valle de La Cruz, al Oeste, o en la Llanura Pampeana, al Este.

A - Llanura Pampeana

Constituye una extensa llanura de agradación dominada por geoformas de origen eólico y, en segundo término, fluviales y palustres, vinculadas a cambios climáticos del Pleistoceno superior –Holoceno y muy influenciadas por el estilo estructural presente y los eventos neotectónicos. Morfoestructuralmente, se presenta como un mosaico de bloques basculados y diferencialmente ascendidos que definen sectores positivos y áreas deprimidas que desempeñan y desempeñaron un rol muy importante en la dinámica y calidad de las aguas superficiales y subterráneas de la región.

A.1 - Ambiente agradacional pedemontano

Corresponde a llanuras moderadas a fuertemente onduladas (hasta 12%) que bordean las serranías. Su relieve responde a la presencia de bloques de basamento cercanos a la superficie. En el faldeo oriental de la Sa. de Comechingones y occidental de Las Peñas, se reconocen aisladamente pedimentos y relieves residuales (Degiovanni y Cantú, 1997; Degiovanni *et al.*, 2003) y bajadas falladas y disecadas compuestas por secuencias de abanicos pleistocenos fundamentalmente, separadas por amplios valles con relleno holoceno y, finalmente, cubiertas por depósitos loessoides. A mayor distancia de las sierras dominan depósitos de loess y loess removilizado, y aluviales subordinados.

A.2 - Llanura eólica bien drenada

Se incluyen en esta unidad las planicies situadas al Oeste de la falla Pampayasta-Alejandro Roca, que Passotti y Castellanos (1966) denominaran *pampa elevada o pampa pedemontana*. El relieve varía desde fuertemente ondulado en sectores cercanos a las sierras a planos hacia el Este y, a excepción de áreas deprimidas localizadas, presentan un buen drenaje, con una importante zona de aireación y sistemas de escurrimientos superficiales bien manifiestos. Está subdividida de la siguiente manera:

A.2.1 - Planicie loessoide con dunas longitudinales: A excepción de las fajas fluviales, afloran sedimentos arenosos finos de la Fm. Laguna Oscura (Cantú, 1992), constituyendo dunas longitudinales discontinuas y disipadas de orientación NNO-SSO. Hacia el N-NE (zona de Charras, Camerillo, General Cabrera) la planicie loessoide se vuelve más arenosa y las dunas longitudinales fueron parcialmente sustituidas por campos de médanos parabólicos con cubetas orientadas hacia el Noreste. El relieve refleja la tectónica de bloques del basamento, siendo numerosos los altos y bajos de este origen, que, en varios casos, son nacientes de arroyos. En esta planicie se desarrollan las cuencas medias de los principales cursos de la región los que, desde la última centuria, exhiben importantes procesos de reactivación.

A.2.2 - Planicie arenosa: Caracteriza el extremo Sudoeste de la provincia de Córdoba y Sudeste de San Luis (*Planicie Medanosa Austral*, Gonzalez Díaz (1981); *Llanura Pampeana de Arenas Eólicas*, Ramonell *et al.* (1993) y *Llanura medanosa del río Quinto*, Cantú y Degiovanni (1984), Tripaldi y Forman (2007). Se distingue dentro de esta unidad una *Llanura medanosa con dunas parabólicas*, cuya génesis se asocia a la Pequeña Edad de Hielo. Algunas dunas están activas y se desarrollan cadenas barjanoides

móviles (Blarasin, 1984). En varios sitios las cubetas de deflación están ocupadas por lagunas

A.3 - Llanuras fluvio-eólicas imperfectamente drenadas

Forman parte de un ambiente deprimido mayor que Passotti (1974) denominara *pampa hundida o pampa de las lagunas*, que constituye el sector oriental de la provincia de Córdoba. Es una planicie suave a moderadamente ondulada, con pendiente general hacia el Sudeste, inferior al 0,5 %, generada por una serie de rasgos y paleorasgos fluviales y eólicos discontinuos en los que se sitúan cuerpos lagunares permanentes, alimentados por agua freática y sistemas de cursos menores. Los sectores medanosos presentan mayor relieve local con valores de pendiente de hasta 3 %. La unidad constituye el área receptora de aguas y sedimentos provenientes de la mayor parte de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba y San Luis.

Para la escala regional considerada, esta unidad está representada por la **Depresión del Tigre Muerto (A.3.2)**, que constituye un área deprimida, con el nivel freático poco profundo o aflorante, y que se corresponde con el bloque hundido asociado a la falla. En las últimas décadas debido a su alto grado de colmatación se efectuaron canalizaciones que drenan los Bañados del Tigre Muerto hacia los Bañados del Saladillo.

A.4 - Planicies Fluviales

Para la escala regional considerada, esta unidad se encuentra representada por la **Faja fluvial del río Cuarto (A.4.1)**. Su faja aluvial se reconoce desde su salida extraserrana pero recién en cuenca media adquiere relevancia. En esta posición, está controlada por estructuras regionales de rumbo dominante E-O y fallas menores de orientaciones variadas. Presenta un ancho promedio de 2 km, alcanzando, al NO de la ciudad de Río Cuarto, 7 km aproximadamente.

Doffo y Degiovanni (1993) determinaron varios niveles de terrazas. El curso actual tiene un diseño variable desde rectilíneo a meándrico de baja sinuosidad cuando atraviesa los bloques más elevados o de mayor pendiente, a meándrico de mediana a alta sinuosidad en los bloques deprimidos. Sobreimpuesto a este patrón presenta un diseño entrelazado. Su ancho varía desde aproximadamente 60 a 90-100 m según la litología, Degiovanni *et al.* (1995). En la cuenca baja se reconocen sistemas de abanicos de derrame históricos y recientes, que alcanzan la depresión del Saladillo, fuertemente canalizada en las últimas décadas.

II.5.4 - EVOLUCIÓN GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA

Como se señala en Degiovanni *et al.*, (2005), este sector de Sierras Pampeanas ha participado de la mayor parte de los eventos de deformación tecto-térmicos definidos por Dalla Salda (1984 y 1987) y Demange *et al.* (1993) y hacia el final de la tectónica famatiniana ya se habría alcanzado un estado inicial de cratonización del basamento. A partir de este momento puede inferirse un relieve positivo para el ambiente de Sierras Pampeanas las que habrían estado sometidas a un largo ciclo erosivo que culmina con la orogenia ándica y al que se atribuyen las paleosuperficies relicticas o "pampas de altura" típicas del sector serrano. En relación a esta paleoformas, si bien hay acuerdo generalizado sobre su existencia, existen muchas controversias respecto a su origen y edad. Algunos autores consideran que estas superficies constituyen una única peneplanicie (en sentido davisiano) desarrollada entre el Paleozoico sup.-Terciario, fallada y exhumada durante la orogenia ándica (González Díaz, 1981; Costa, 1996; Jordan *et al.*, 1989) mientras otros, tomando ideas de King (1950 y 1967) y Penck (1953), sostienen que hay varias paleosuperficies de distinto origen y edad (Carignano *et al.*, 1999, Carignano y Cioccale, 1997, 2008; Cioccale y Carignano 2009; Rabassa *et al.* 1996, 1997, 2010; Rabassa 2010, 2014).

Durante este largo período la llanura chacopampeana, con un basamento ígneo-metamórfico correlacionable al aflorante en el ambiente serrano, se fue rellenando de una sucesión de sedimentos con depocentros variables según la tendencia tectónica imperante y cuyo análisis permite inferir las características de los ciclos de erosión-sedimentación que se sucedieron.

Las perforaciones profundas no hallaron, en la provincia de Córdoba, secuencias correspondientes a un régimen distensivo que habría caracterizado al Paleozoico inferior. En Carignano *et al.* (1999) se indica que el ambiente de Sierras Pampeanas estuvo sometido a fuerte denudación durante el Carbónico medio debido a la acción de grandes glaciares tipo alpinos.

Durante los períodos Carbonífero-Pérmico, el régimen tectónico fue compresivo con subducción Pacífica buzando al Este. Según Chebli *et al.* (1999) los sedimentos neopaleozoicos, de origen continental y marino, con influencia glaciaria, yacen discordantemente sobre secuencias devónicas y silúricas y basamento cristalino y fueron alumbrados en casi todas las perforaciones ubicadas dentro de los límites de la cuenca Chacoparanaense.

En el ámbito de Sierras Pampeanas los eventos de sedimentación asignables a la cuenca de Paganzo representan el depósito de sedimentitas silicoclásticas continentales en el área más oriental adyacente al arco Pampeano. Los afloramientos constituyen una estrecha faja en el borde noroccidental y extremo sur de las Sierras Pampeanas (Formaciones Chancaní, Hünicken y Pensa, 1980a, y Los Ranqueles, Hünicken y Pensa, 1980b).

En el **Pérmico tardío-Triásico temprano** el régimen de esfuerzo compresional se modifica a extensional, dando origen a los rift triásicos, que aprovechan las zonas de debilidad propiciadas por las suturas paleozoicas. Depósitos de esta edad no fueron identificados aún en la columna mesozoica de la Llanura Chacopampeana (Chebli, *et al.* 1999) ni tampoco en el área serrana, que se la considera de carácter positivo. Según Carignano *et al.* (1999), el análisis de las secuencias continentales clásticas acumuladas en cuencas adyacentes, indican condiciones cálido-húmedas relativamente uniformes y persistentes, con algunos períodos semiáridos intercalados. Estos mismos autores, sobre la base de diversos antecedentes, proponen que entre finales del Triásico medio y Jurásico medio, las Sas. Pampeanas formaban parte de una dorsal mayor que actuaba como barrera para las masas de aire húmedo provenientes del Pacífico, favoreciendo el desarrollo de un ambiente desértico hacia el interior del continente (paleodesierto de Botucatú, Sudeste de Brasil), a la vez que en el cordón serrano prevalecían condiciones de intensa meteorización cuyos productos remanentes (törs, bonhardts, entre otros) fueron expuestos en ciclos de erosión subsecuentes (echplain del Jurásico medio según Carignano *et al.* 1999; Degiovanni *et al.* 2003; Rabassa 2010; Rabassa *et al.* 2010).

El régimen distensivo de finales del ciclo orogénico Gondwánico se continúa durante todo el **Cretácico** hasta el **Paleoceno** inclusive. Durante este período tuvo lugar la apertura de cuencas sedimentarias con vulcanismo alcalino asociado en la Llanura y Sierras Pampeanas. En general estas cuencas están rellenas por dos megasecuencias sedimentarias que representan típicos ambientes de bajadas (abanicos aluviales, calcretos, fluviales anastomosados, playas salinas), una corresponde al Jurásico tardío-Cretácico temprano y la otra al Cretácico superior. Carignano *et al.* (1999) correlacionan estos dos ciclos sedimentarios con el desarrollo de dos superficies de pedimentación en sierras y señalan que en la región estudiada sólo estaría presente la pediplanicie más joven (Cretácico medio-superior).

En la zona de Chaján, 20 km al S-SW del área estudiada las dataciones absolutas realizadas en rocas basálticas, que atraviesan y suprayacen a areniscas continentales, arrojan edades de 66 y 75 +/- 5 Ma (López y Solá, 1981) indicando para este período y el

Cretácico inferior, la existencia de una importante actividad denudativa en los bloques serranos próximos. En el batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, situado en la Sierra de Comechingones aproximadamente 40 km al N del sector analizado, coexisten espacialmente tres estados de mineralización de fluorita con edades que varían entre 117 y 131 +/- 26 Ma, que Coniglio *et al.* (2000) interpretan como "deposición a niveles cada vez más someros" señalando la posibilidad de importante erosión durante el tiempo de vida del sistema hidrotermal vinculado al vulcanismo cretácico. Las secuencias cretácicas de las Sierras de Los Cóndores indican condiciones cálidas, áridas a semiáridas (Sánchez, 2001) período donde dominarían procesos de pedimentación, con un importante desmantelamiento de un manto de alterita generado durante el Triásico medio-Jurásico medio (Carignano *et al.* 1999) cuando reinaban condiciones cálido-húmedas. Herencias de este período podrían considerarse las mega y mesoformas (törs, bochones, bonhardt) que dominan los paisajes graníticos de los batolitos Cerro Áspero-Alpa Corral y Los Nogales, considerados relieves testigos de un antiguo echplain disectado por sistemas fluviales (Carignano *et al.* 1999, Degiovanni *et al.* 2003, Rabassa *et al.* 2010, Andreazzini y Degiovanni 2014, Rabassa 2014).

En la cuenca de Levalle la secuencia correspondiente a este período es continua (3125 metros) y representa un ciclo sedimentario de una cuenca árida con sistemas lagunares restringidos. Por encima basaltos intercalados con secuencias clásticas (800 metros), después areniscas varicolores con intercalaciones de lutitas. Hacia el final del régimen extensional (Cretácico tardío-Paleoceno), y en el sector oriental de la llanura pampeana, se depositaron los sedimentos compuestos por conglomerados con clastos de basaltos, areniscas, pelitas y rocas carbonáticas (Formación Mariano Boedo), que marcan la transición de un ambiente continental a marino costero (Chebli *et al.* 1999). Las evidencias sedimentológicas indican clima húmedo en las sierras y subhúmedo a semiárido en las cuencas periféricas.

Desde el Eoceno, los movimientos ándicos determinaron la evolución de las Sierras Pampeanas, elevando los bloques montañosos y definiendo cuencas intermontanas que, durante todo el Paleógeno - Mioceno temprano se rellenaron de sedimentos continentales correspondientes a abanicos aluviales, canales entrelazados y subordinadamente ambientes subácueos. Este nuevo ciclo de erosión asociado al cambio en el estilo tectónico, de distensivo a compresivo, conjuntamente con el descenso global del nivel del mar en el Terciario temprano, según Carignano *et al.* (1999) generó un tercer nivel de pedimentación en las sierras. Simultáneamente en la llanura se depositan

discordantemente sedimentos continentales que representan secuencias de llanura aluvial, con dominio de materiales finos.

Durante el **Mioceno-Plioceno**, se produce la segmentación de los Andes y las suturas eopaleozoicas y las fallas normales paleozoicas-mesozoicas se invierten tectónicamente transformándose, en su mayoría, en fallas inversas de alto ángulo con plano buzante al Este.

Durante la gran transgresión atlántica del Mioceno medio a superior, de aguas someras y cálidas, las Sierras Pampeanas permanecieron como elemento positivo mientras que hacia el Este del bloque de Levalle (falla Pampayasta-Alejandro Roca) se depositaron arcilitas verdosas con intercalaciones de areniscas a veces calcáreas y fosilíferas. Estos materiales fueron hallados por debajo de los 180 m de profundidad, en numerosas perforaciones hidrogeológicas.

Para esa misma época, Aceñolaza (2000) propone la existencia de depocentros continentales bien definidos, como el situado en los Bañados del Tigre Muerto, donde en perforaciones se reconocieron potentes bancos de arcillas rojas y marrones con intercalaciones más delgadas de arenas, con cementación carbonática y pátinas ferruginosas (Formación Tigre Muerto, Blarasin *et al.*, 2000), correspondientes a facies fluviales distales, palustres-lacustres y eólicas, depositadas en condiciones climáticas subtropicales con una alta disponibilidad de materiales pelíticos. Carignano *et al.* (1999) asignan al Mioceno los potentes bancos de calcretos que cubren superficies de pedimentación o rocas sedimentarias terciarias. A este período puede atribuirse una tasa de denudación menor e inclusive agradación en valles debido a la cercanía de la línea de costa.

Entre el **final del Mioceno superior y el Pleistoceno temprano** y debido a un cambio en el ángulo de subducción y convergencia de placas (horizontalización de la placa oceánica de Nazca, a la latitud aproximada de 32° S, Jordan y Almendinger, 1986), se produce el mayor evento de deformación Cenozoica en la región, caracterizado por dos episodios principales: uno en el Plioceno y otro en el Pleistoceno, precedidos por un período volcánico que cubrió, en algunas áreas el tercer nivel de pedimentación de Carignano *et al.* (1999). En este período, con la fragmentación, elevación y basculamiento de grandes bloques de basamento, las superficies de erosión fueron desmembradas y sometidas a fuertes ciclos denudativos, donde las redes de drenaje, claramente antecedentes (González Díaz, 1981; Carignano *et al.*, 1999; Degiovanni *et al.*, 2003; Degiovanni, 2008; Carignano *et al.*, 2014), labraron profundos valles y se acumularon importantes secuencias fanglomerádicas en los sectores pedemontanos

(Formación Alpa Corral). Estas secuencias pliopleistocenas hacia el Este van gradando a arenas finas, asimiladas a la Formación Puelches muy difundida en las provincias orientales vecinas, que indican condiciones húmedas.

Durante el **Pleistoceno medio a tardío**, en amplios sectores de la llanura central argentina se depositó la Formación Pampiano (Pleistoceno medio-superior, Fidalgo *et al.*, 1973, Cantú, 1992) que incluye secuencias fluviales y eólicas fuertemente cementadas con carbonatos constituyendo las clásicas "toscas". Los cambios faciales de esta formación señalan que transicionalmente las condiciones se fueron tornando más áridas hasta alcanzar un grado que permitió la cementación carbonática de los distintos materiales depositados. Carignano (1999) atribuye estos depósitos al período comprendido entre la Penúltima Glaciación y 50.000 a.P, y reconoce tres ambientes de sedimentación: 1- planicie aluvial pedemontana formada por los abanicos de los cursos que drenan el borde oriental de las sierras y cuyos ápices se situaban al pie de las mismas (Pampiano fluvial o Ensenadense de Frenguelli, 1957), 2- planicie loésica en las zonas interabanicos y hacia el Este de la provincia, compuesta por loess primario o retransportado (Pampiano eólico o Bonaerense de Frenguelli, 1957) y 3- manto de arenas eólicas con megadunas hacia el Sur y sudoeste provincial (Mar de Arena Pampeano, Iriondo, 1991).

Durante el **Pleistoceno tardío** el clima se tornó más húmedo, característica que estaría vinculada al interstadial del Wisconsin medio, lo que provocó la interrupción de la sedimentación loésica, disección general de las formas eólicas, notable incremento en la actividad fluvial, establecimiento de ambientes lacustres y palustres y desarrollo de suelos. Este período fue denominado "Pampeano Lacustre" por Ameghino (1885) y Bodenbender (1921) y, posteriormente "Lujanense" por Frenguelli (1921, 1945, 1957).

La red de drenaje, de importante desarrollo (según Iriondo, 1994, el caudal de estos cursos era seis veces superior a las magnitudes previas), tenía una conformación diferente de la actual. Según Cantú y Degiovanni (1984), Degiovanni (2008) y Carignano *et al.* (2014), los actuales río Cuarto y Quinto, para esa época, ingresaban al Sur de la provincia de Santa Fe (también señalado por Iriondo, 1987) por lo que interpretan que el alto de Laboulaye-Viamonte no actuaba como tal, aunque el de Levalle, por las evidencias litológicas, constituía un elemento positivo. Estos autores también señalan que muchos de los arroyos actuales con nacientes en área de llanura, tenían para la época sus cuencas altas desarrolladas en ambiente serrano. Carignano (1999) propone que todos los cursos que drenaban el borde oriental de Sierras Pampeanas derramaban en

una gran depresión que ocupaba el sector E y SE de la provincia de Córdoba, que comprendía la laguna de Mar Chiquita y extensos sectores de bañados y pantanos.

Coetáneamente con esta importante actividad fluvial, en los interfluvios se generaron suelos con perfiles muy desarrollados (Bt, fragipanes) que Cantú (1992) denominó Geosuelo Ea. El Cerrito, aflorante discontinuamente en algunos altos estructurales y barrancas de arroyos.

Al final de este interestadial gradualmente el clima se fue deteriorando, acentuándose condiciones de semiaridez, que se perciben en los depósitos aluviales-columviales de la Formación Chocancharava, que hacia el techo van perdiendo energía y aparecen concentraciones de carbonatos y yesos (Cantú, 1998). Estos eventos aluviales erodan parcialmente al paleosuelo Ea El Cerrito.

Hacia el **límite Pleistoceno-Holoceno** y coincidente con el Máximo Glacial de Wisconsin (30.000-9.000 a A.P., Clapperton, 1993) el nivel del mar tenía una cota 150-200 metros inferior a la actual (19.000 a.A.P., Codignotto y Aguirre, 1993) y en la planicie argentina se instaló un ambiente frío y árido que generó importantes procesos de erosión hídrica en las áreas de interfluvios, construcción de nuevos abanicos aluviales, removilización de los depósitos eólicos más antiguos y la depositación de una potente secuencia de materiales loésicos, de gran extensión regional, denominada localmente Formación La Invernada (Cantú, 1992). Durante este período los sistemas fluviales menores de la zona se obliteraron mientras que otros desarrollaron sistemas de abanicos con ápices próximos a su salida extraserrana como los arroyos Las Lajas, Achiras-del Gato y otros, o bien, en las planicies intermedias como el río Cuarto, cuyo ápice se situaba en la actual cuenca media (zona de Las Acequias- Reducción), y río Quinto, con un abanico desarrollado en el Sudeste de la provincia. Estos últimos, de mayor porte, exhiben un sistema de paleocanales observables en una extensa área del centro-sur de la región estudiada. Los depósitos del río Cuarto fueron agrupados en la Formación Río Cuarto (Pleistoceno-Holoceno) por Blarasin *et al.*, (2000).

En el **Holoceno temprano y medio**, luego del retroceso de la última glaciación, acaecieron condiciones más húmedas (Optimum Climaticum), que favorecieron el ascenso del nivel del mar, la reinstalación de redes de drenaje, desarrollo de ambientes leníticos y pedogénesis en los interfluvios. Frenguelli (1921, 1945, 1957) denomina a este ciclo "Platense". Según Codignoto (1996) la tendencia transgresiva iniciada durante el Pleistoceno tardío continua durante parte del Holoceno, cesando hace unos 7000 años, cuando comienza la fase regresiva que se mantiene hasta el presente. Los sistemas fluviales se expandieron con el incremento de la descarga desarrollando fajas

importantes. El patrón de reinstalación de estas redes no siempre es coincidente con el diseño pleistocénico, ya que se observan desmembramientos de cuencas y desconexiones de áreas serranas, que permiten situar un evento tectónico importante en el Pleistoceno Superior-Holoceno, como ya lo señalaran varios autores (Lencinas y Timonieri, 1968; Gordillo y Lencinas, 1979; Criado Roque *et al.*, 1981; Costa, 1987, 1992, 1996; Masabie 1976, 1987; Degiovanni y Cantú, 1997; Cantú, 1998; Degiovanni *et al.*, 2003; entre otros).

Según Carignano (1999), durante este período (9000-3000 a.A.P) el clima fue subtropical-subhúmedo con temperaturas más altas que las actuales y precipitaciones moderadas y distribuidas uniformemente, situación que condice con los paleosuelos reconocidos en las planicies centrales y con los depósitos que indican ambientes leníticos ricos en diatomeas. El Geosuelo Las Tapias descrito por Cantú (1992), típico molisol de buen desarrollo (Bt), que está ampliamente distribuido en el Sur provincial, corresponde a este ciclo. Secuencias ricas en diatomeas, aflorantes en las barrancas de varios cursos de la región, son descritas por Prámparo (1982), Errecalde (1990), entre otros, quienes las asignan a esta edad.

Hacia el final de este ciclo climático se depositan las secuencias fluviales y fluvio-coluviales, de mediana a baja energía y granodecrecientes, que integran la Formación Las Lajas (Holoceno inferior, Cantú, 1992). Ésta rellena gran parte de los valles pleistocenos, indicando una tendencia a la menor disponibilidad de agua y aridización del clima, sincrónico con el comienzo del Neoglacial (Clapperton, 1993). En algunos sitios estos eventos aluviales han erosionado al Geosuelo Las Tapias.

El **Holoceno tardío** (3000-1000 a.A.P.), con condiciones climáticas cálidas pero secas o semiáridas, reinstala un ambiente dominado por procesos eólicos, lo que favorece la depositación de secuencias limo arenosas muy finas, denominadas Formación Laguna Oscura (Holoceno superior, Cantú, 1992), que cubre casi toda la región y presenta una morfología de dunas longitudinales actualmente bastante disipadas y discontinuas. Para esa época los sistemas fluviales más importantes como el río Cuarto, desarrollaron abanicos, mientras que los menores se desactivaron o derramaron a la salida de la sierra de Comechingones. En las áreas de interfluvios los procesos de erosión hídrica eran frecuentes.

Según Iriondo (1999) este período seco se extendió entre los 3500 a 1400 años AP, instalándose con posterioridad las condiciones climáticas actuales, predominantemente húmedas. Esto favoreció la formación de suelos de mediano desarrollo (Hapludoles y

Haplustoles dominantes) en los interfluvios y la reinstalación de las redes de drenaje actuales, con amplios sectores de drenaje impedido en los bloques más deprimidos.

Este ciclo húmedo fue interrumpido en tiempos históricos, por condiciones más áridas asociadas a un nuevo avance glacial, que se conoce internacionalmente como Pequeña Edad de Hielo (800-200 años AP, Iriondo, 1999), al que se asigna el origen de las dunas parabólicas características de esta zona y amplias zonas secas en los actuales sistemas lagunares del Sudeste de la provincia, cuyas cubetas actualmente están ubicadas por lagunas.

Una vez terminado este ciclo árido se restablecen condiciones templado-húmedas nuevamente, con ciclos alternados de sequía o mayor humedad.

En relación a la importancia de la neotectónica en la región, a diferencia de lo aseverado por Chebli *et al.* (1999) quienes sostienen que la tectónica reciente (que ha modificado desde el Mioceno el resto del territorio nacional) sólo ha actuado localmente en la zona, los estudios realizados en el área permiten aseverar que, para el marco geológico descrito, los movimientos neotectónicos han sido muy importantes. Sus evidencias son regionales, son persistentes en el tiempo y han generado numerosos casos de inversión tectónica observables en rasgos geomorfológicos y en la columna cuaternaria (Cantú y Degiovanni, 1984; Degiovanni y Cantú, 1997; Sagripanti *et al.*, 1998a-b; Sagripanti *et al.*, 2001; Sagripanti y Villalba, 2011; Sagripanti *et al.*, 2011; Villalba y Sagripanti, 2012; Costa *et al.*, 2014; entre otros).

II.6 - HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

II.6.1 - Principales ambientes hidrológicos

Los aspectos geológico-geomorfológicos del Sur de la provincia de Córdoba, permiten definir dos grandes ambientes hidrológicos interconectados: I) el correspondiente a la región serrana, planicies onduladas e intermedias caracterizado por la presencia de *redes de drenaje organizadas*, en general de *carácter permanente y nivel freático medianamente profundo* (Sierras de Comechingones y de las Peñas, Ambiente de agradación pedemontano y Llanuras eólicas bien drenadas) y II) el asociado a las 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* (Llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada, Degiovanni y Blarasin, 2005).

En la Figura II.6.1 (tomada de Degiovanni y Blarasin, 2005) se presenta el mapa con la red de drenaje regional, donde se demarcan seis grandes cuencas teniendo en cuenta las principales depresiones o áreas naturales que actúan como colectoras, a pesar que algunas de ellas están integradas artificialmente:

- La ***cuenca de la Depresión del Saladillo***: es la más importante de la región ya que es la receptora de todos los sistemas de drenaje desarrollados entre los ríos Tercero y Quinto, integrándose a la cuenca del Plata a través del río Saladillo. En ella desaguan los arroyos Tegua, Carnerillo, Chazón y Chucul, el río Cuarto e ingresan por el canal La Brava agua y sedimentos provenientes de los Bañados del Tigre Muerto y de la depresión de Curapaligüe - La Chanchera. El río Cuarto, que ingresa canalizado, es el curso de mayor envergadura y es el responsable de los máximos aportes líquidos y sólidos; en segundo término debe mencionarse el canal la Brava que si bien aporta sedimentos fundamentalmente proporciona sales disueltas. El complejo sistema de lagunas y bañados que conforman esta depresión están interconectados por conducciones artificiales que tratan de minimizar las áreas inundadas.

- La ***cuenca de la Depresión del Tigre Muerto***: colecta a los sistemas de drenaje situados al Sur del río Cuarto: arroyos Santa Catalina, Las Lajas, Achiras-del Gato, Jagüeles, Corralito y Sampacho. Esta importante depresión es drenada artificialmente hacia los Bañados del Saladillo a través de los canales Devoto y La Cautiva, puestos en funcionamiento en la década del '50. En los últimos 25 años ha disminuido considerablemente su capacidad receptora debido al incremento en las tasas de

sedimentación. En el 2004 se puso en servicio la presa Tigre Muerto que tiene como principal objetivo almacenar medianos a altos volúmenes de agua en amplias extensiones, favoreciendo su infiltración y evaporación, por lo que devolvería parte de su capacidad de almacenaje al sistema.

- La **Depresión Oriental Principal (Curapaligüe - La Chanchera)**: presenta en su borde oriental, asociado a la falla del Saladillo, su sector más deprimido poblado de grandes lagunas (Santa Ana, La Chanchera, Assunta, entre otras), mientras que hacia el Oeste existen numerosas depresiones menores de origen fluvial, con lagunas permanentes y temporarias que se interconectan en ciclos húmedos. Naturalmente recepta las aguas de una vasta región (flanco oriental del Alto Estructural de Levalle y planicies situadas al Sur del río Cuarto) y, artificialmente, al sistema del A° Ají, desde 1985, y a los canales La Cautiva y Devoto. A través del canal La Brava desagua en la depresión del Saladillo.

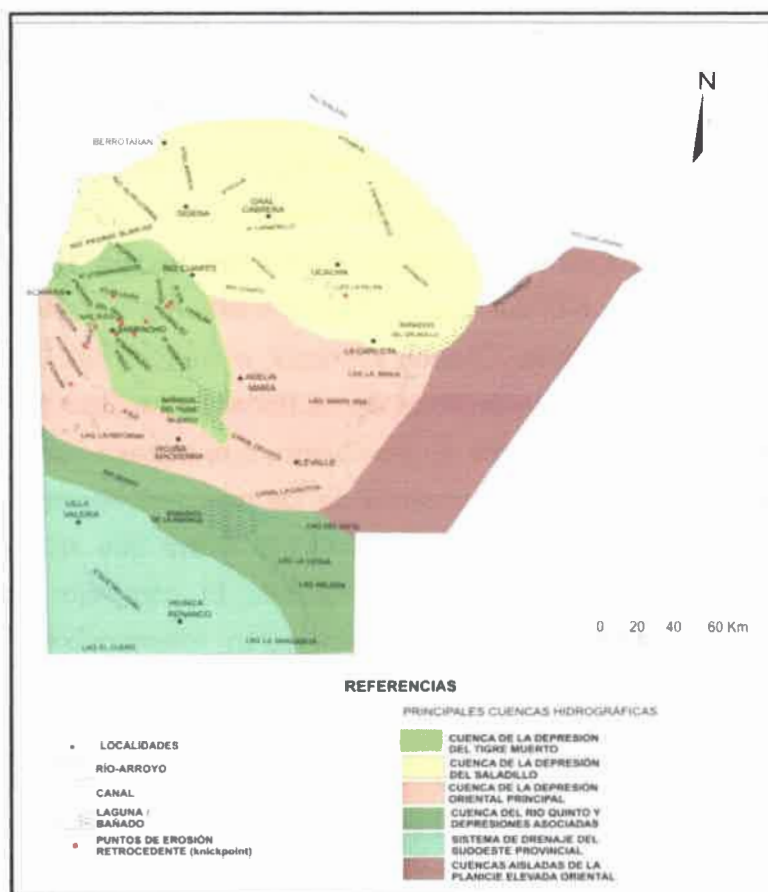


Figura II.6.1. Mapa hidrográfico del Sur de la provincia de Córdoba (tomado de Degiovanni y Blarasin, 2005).

- La **cuenca del río Quinto y depresiones asociadas**: el río Quinto nace en las Sas. de San Luis y desarrolla su cuenca media-baja y baja en el Sur de la provincia de Córdoba. Desde los Bañados de La Amarga, donde se localizan sus derrames, es canalizado a lo largo de 42 km hasta la Depresión de Lagunas Interconectadas (lagunas del Siete, La Legua, Nelson, La Margarita, entre otras), que abarca también parte de las provincias de La Pampa y Buenos Aires.

- Las **cuenclas aisladas de la Planicie Elevada Oriental**: se desarrollan en un ambiente en general imperfectamente drenado, donde los escurrimientos superficiales muestran cierta anarquía y desorganización, vinculada fundamentalmente a las características litológicas, geomorfológicas y estructurales del sector. El drenaje superficial se concentra en áreas deprimidas donde suele aflorar el nivel freático formando lagunas. Las zonas bajas se corresponden a sistemas de cañadas de orientación SO-NE, en el sector norte de esta planicie, y a paleocanales o bajos tectónicos, en el sector central y Sur.

- El **sistema de drenaje del Sudoeste provincial**: presenta depresiones elongadas en sentido NO-SE, de origen variado (fluvial, eólico o tectónico), ocupadas por lagunas permanentes y temporarias, que colectan y almacenan escurrimientos superficiales locales. Hay sistemas cerrados, como el de la laguna El Cuero; muy pocos con cursos ya instalados (Aº Quetrú Leubú) y la gran mayoría constituyen bajos interconectados que en períodos lluviosos conducen los excedentes hacia las áreas deprimidas situadas al Sudeste. Cabe señalar que el sector occidental de este sistema (área limítrofe con San Luis) tiene condiciones de mejor drenaje, mientras que desde proximidades de la Ruta Nacional 35 hacia el Este y Sur, se ingresa a un ambiente muy imperfectamente drenado.

II.6.2 - Características hidrológicas regionales

La mayor parte de los cursos de agua de la región son de carácter permanente y tienen sus nacientes en las Sa. de Comechingones. Algunos sistemas nacen en área de llanura por afloramiento del acuífero freático en áreas deprimidas, en general de origen tectónico.

Debido a que las precipitaciones dominantes en la región son de alta intensidad todos los sistemas fluviales tienen un régimen torrencial, favorecido por las características geológicas y el modo de ocupación del territorio en los distintos ambientes. Es importante aclarar que la cuenca del río Cuarto es la que más responde al

funcionamiento tipo torrencial, con crecientes en áreas medias y bajas resultantes de precipitaciones muy intensas en las sierras.

En la región serrana, las rocas de muy baja permeabilidad, las altas pendientes y el deterioro de la cubierta vegetal (por sobrepastoreo, quemadas reiteradas, entre otros), provocan escurrimientos rápidos en cortos períodos de tiempo, generándose así crecidas muy importantes, con un notorio incremento de la carga sólida en las últimas décadas. La mayoría de las cuencas se resuelven en un único colector (de orden variable entre 5 y 7, aunque la mayoría de los cursos es de orden 6) a la salida de la sierra lo cual potencia el pico de las crecientes y sus consecuencias.

A excepción de algunos cursos que se infiltran en el área pedemontana todos los sistemas en sus tramos medios son efluentes, es decir reciben el aporte de la capa freática, por lo que el caudal básico aumenta aguas abajo.

Las cuencas que tienen sus nacientes en llanura muestran escasa evolución, con un único curso (A° Jagüeles, A° Chico, entre otros) en general rectilíneo, sin afluentes. Su funcionamiento está ligado a precipitaciones de alta intensidad local y su organización es muy dependiente de la actividad antrópica, que en la mayoría de los casos suele definir los límites reales de la cuenca. Las divisorias de agua constituyen extensas áreas de muy bajo relieve donde leves modificaciones en la pendiente definen la dirección de los escurrimientos. Se observa frecuentemente que la red vial actúa como colectora de los escurrimientos. Los picos de crecidas en algunos de estos sistemas son muy importantes y los caudales sólidos en general son muy altos.

Tanto los caudales líquidos como los sólidos de estos sistemas fluviales menores son muy variables, en términos generales, los caudales varían entre 0,1-0,5 m³/seg en estiaje, hasta 40-60 m³/seg durante las crecidas. Los caudales sólidos varían entre 0,04 kg/seg (A° Chaján) hasta 40 kg/seg (A° Aji) (Degiovanni, 2008).

En Degiovanni *et al.* (2010) se analizaron las concentraciones de sólidos en suspensión de los arroyos del Dpto. Río Cuarto, para condiciones de estiaje, las cuales mostraron valores entre 0 y 2,5 gr/l. Un análisis multivariado mostró que estos tenores se asocian marcadamente a la estación del año y en menor medida al caudal, mientras que no se observó una clara relación con indicadores morfodinámicos, tales como presencia de cabeceras de erosión retrocedente, grado de confinamiento del canal, o longitud de canal aguas arriba de la estación. Andreazzini *et al.* (2014) analizan las variaciones en la concentración de sólidos en suspensión para la cuenca del A° Aji, tanto a lo largo del colector, como en secciones transversales, a dos profundidades. Estos autores señalan que en posiciones de cuenca media y baja es común en este arroyo la re-suspensión de

materiales de fondo, proceso que les permite explicar las variaciones en la concentración de sólidos observadas en las secciones, y también la débil relación que observan entre el caudal líquido y el contenido de sólidos en suspensión.

II.6.3 - Alteraciones en los sistemas fluviales de la región

En el sur de la provincia de Córdoba, desde la última centuria se han observado marcadas alteraciones en el funcionamiento de los sistemas fluviales (Blarasin *et al.*, 1994; Degiovanni *et al.*, 2005; Degiovanni, 2008, Degiovanni *et al.*, 2014 y 2015) vinculadas tanto a causas naturales como antrópicas.

En Degiovanni *et al.* (2013, 2014), se presenta una actualización de las modificaciones ocurridas en los sistemas fluviales de la región. En la década del '50 -'60 se canalizaron los Bañados del Tigre Muerto, del Saladillo, de La Amarga y los tramos inferiores de los arroyos Sampacho, Jagüeles (trasvasados al A° del Gato); entre 1972 y 1985, las áreas de descarga de los arroyos San Francisco, Tegua, Ají, Chaján; en la década del '90, el arroyo Chico, entre otros. Entre el 2004 y 2007, se pusieron en funcionamiento 4 presas. Si se compara la antigua posición de las áreas de descarga (década '30-'40) de varios arroyos con la actual (Fig. II.6.3), se observa que el nivel de base ha descendido notoriamente, se integraron cuencas serranas con otras de llanura (Achiras-del Gato, El Cano-Tegua, Las Lajas-Santa Catalina, entre otros) y hubo extensión de canales aguas abajo (arroyos Chaján, Ají, Tegua, Chucul, Sampacho). Los procesos principales fueron desbordes, incisión y erosión retrocedente, lo cual se manifiesta por la presencia de cabeceras de retroceso en la mayoría de los cursos, con desniveles variables entre 1 y 14 m, lo cual refleja la magnitud de la profundización y el desajuste en los perfiles longitudinales. Secundariamente, se registran procesos de erosión lateral en los tramos medios de algunos cursos (río Cuarto, arroyos las Lajas, Tegua, del Gato, etc.) donde la litología de las márgenes es deleznable y el gradiente es menor. Las propiedades geomecánicas de los materiales no sólo controlan las tasas de erosión, sino que modifican las características morfodinámicas del canal (meándricos semiconfinados).

La magnitud y distribución espacio-temporal de los procesos de incisión se vincula fundamentalmente a incremento de caudal y secundariamente a alteraciones del perfil longitudinal. En los períodos húmedos 1911-1926, 1953-1960 y 1976-1987, tuvieron lugar los mayores cambios.

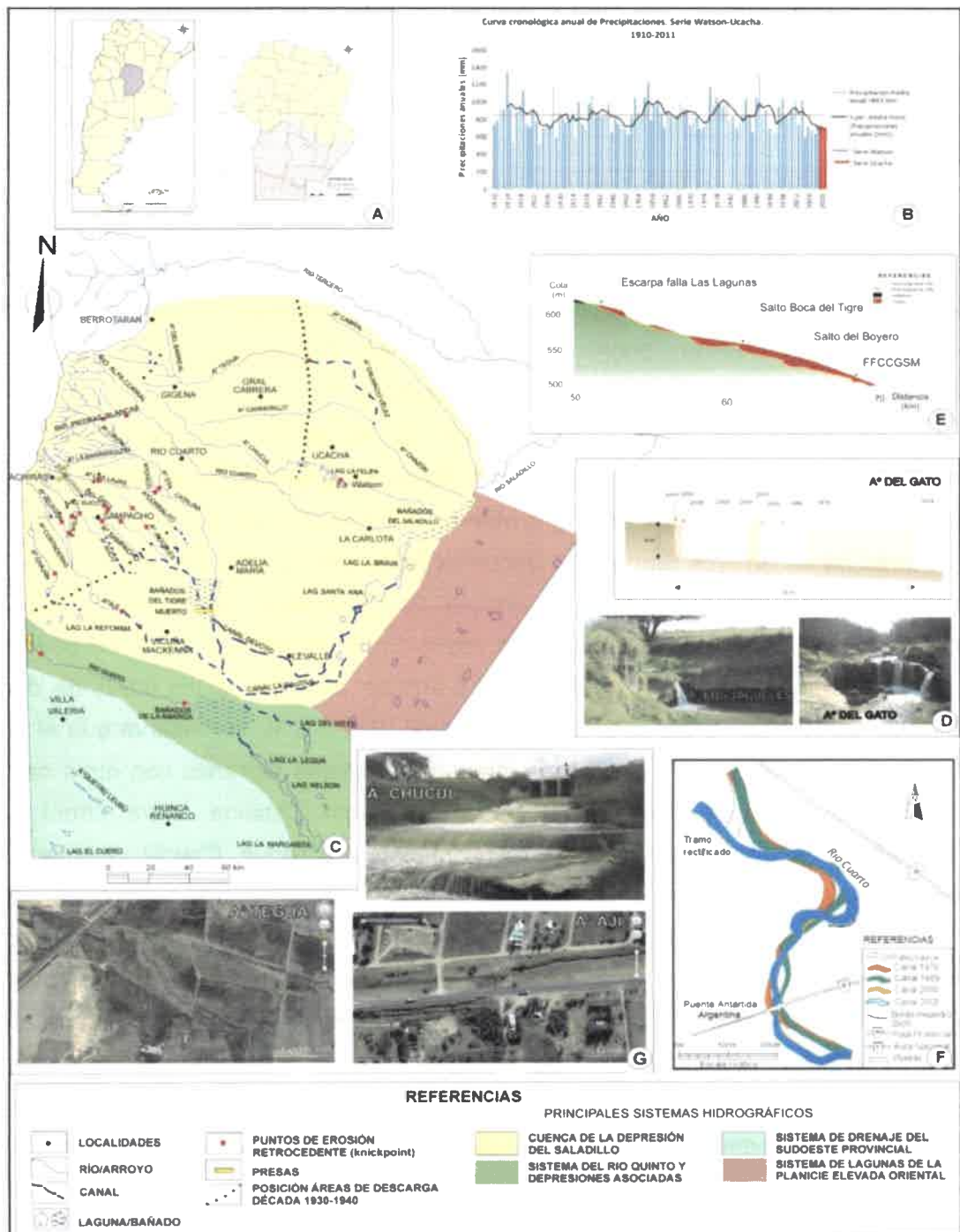


Figura 11.6.3. A) Ubicación del área de estudio. B) Curva cronológica anual de precipitaciones serie Watson-Ucacha. C) Sistemas hidrográficos del Sur de Córdoba. D) Tasa de erosión retrocedente A° del Gato y fotografías de cabeceras de retrocesos en arroyos del Gato y Los Jagüeles. E) Evolución del perfil longitudinal del tramo medio del A° del Gato. F) Evolución de la erosión de márgenes en el río Cuarto en el tramo periurbano. G) Canalizaciones en arroyos Tegua (Dalmacio Vélez), Chucul (salida Laguna La Felipa) y El Ají (Vicuña Mackenna) (Tomado de Degiovanni *et al.*, 2014).

Las intervenciones en los interfluvios y, especialmente canalizaciones y trasvases, han incrementado el gradiente del perfil longitudinal y disparado ondas de erosión retrocedente. La reactivación de los sistemas fluviales implicó aumento del área drenada (entre 20-60%), de longitud de cursos (hasta 80% en algunas cuencas), velocidad media y caudales líquidos y sólidos, especialmente la carga en suspensión, lo que se tradujo en ajustes del diseño en planta, pendiente, aparición de terrazas muy nuevas (de erosión episódica) y colmatación de las áreas de descarga. Los humedales conservan parcialmente su función receptora de agua y sedimentos ya que integran redes de flujos en tránsito, por lo cual, en algunos sistemas se ha perdido el carácter endorreico (Bañados del Tigre Muerto). Esto retroalimenta los procesos de ajuste en los sistemas fluviales los cuales exhiben diferentes estados de reactivación y estabilidad.

II.6.4 - Características hidrológicas de la cuenca del río Cuarto

El río Cuarto drena una cuenca de aproximadamente 2200 Km² desde sus nacientes en la Sa. de Comechingones hasta sus derrames en los Bajos del Saladillo, y posee un régimen torrencial. Las principales subcuencas que componen la cuenca alta del río Cuarto son la de los ríos: Alpa Corral-Las Barrancas-Río Seco (287 Km²), Piedras Blancas (339 Km²), San Bartolomé/La Invernada (120 Km²) y Las Cañitas (267 Km²) (Fig. II.6.2).

Considerando los datos provenientes de la red de estaciones hidrométricas dependiente de la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación, puede observarse que existe una fuerte correlación entre área drenada y caudal en las estaciones de aforo localizadas inmediatamente a la salida del área serrana de estos cursos. Así los ríos Piedras Blancas, La Tapa y Las Tapias, tienen módulos de 2,93- 1,63 y 0,56 m³/seg, respectivamente, vinculación menos notoria en la estación Tincunaco (3,57 m³/seg), situada en el tramo extraserrano del río Cuarto, debido a la influencia de otros factores (por ej. cambios en tasa de infiltración) (Degiovanni *et al.*, 2013a).

En todos los casos la distribución de caudales medios mensuales muestra los máximos valores entre los meses de Octubre-Abril, con picos en Diciembre y Febrero, en coincidencia con la distribución de precipitaciones. Para el río Cuarto, ya a la altura de la ciudad homónima, según datos de la ex-Empresa de Agua y Energía, los caudales varían desde 1,7 m³/seg, en estiaje, hasta 250, 700 y 2000 m³/seg, en crecidas bianuales, decenales y centenarias respectivamente, con varios picos menores anuales de

aproximadamente 60 m³/seg. La mayor crecida registrada (año 1943) alcanzó un caudal máximo de 2.000 m³/s.

Los aforos instantáneos mensuales (2006-2008) presentados en Ulla (2008), indican que el caudal de base de los ríos Piedras Blancas, Las Cañitas, La Invernada y Cuarto es del orden de 0,7 – 0,13 – 0,2 y 4 m³/seg, respectivamente. En general los años con importantes excesos hídricos se corresponden con crecidas de magnitud. Entre los eventos importantes se destaca la crecida extraordinaria del 7/1/07, asociada fundamentalmente a la subcuenca del río Piedras Blancas, que alcanzó 1060 m³/seg en el río Cuarto, a la altura de la ciudad homónima (dato proveniente limnómetro instalado en Azud puente Carretero, Corral *et al.* 2009).

II.6.5 - Morfología y morfodinámica del río Cuarto

La **cuenca alta del río Cuarto**, al igual que las cuencas altas de todos los cursos que nacen en las sierras de Comechingones, presentan una red de drenaje de alta densidad fuertemente controlada por la estructura y la litología. Donde el levantamiento ha sido mayor, se observa un alto grado de disección vertical y los ríos circulan por angostos valles labrados sobre basamento cristalino. Una excepción la conforman algunos tributarios de bajo orden que colectan las aguas de las paleosuperficies cumbrales relicticas, donde la cubierta cuaternaria suele ser importante. En cuenca alta son comunes los quiebres en el perfil longitudinal, que se manifiestan como saltos y cascadas de distinta magnitud.

La forma del área drenada por los colectores de orden 8 y 7 es triangular (Fig. II.6.2), en especial la cuenca del río Piedras Blancas, en respuesta al sistema de estructuras NO-SE y NE-SO. El diseño de la red es angular-rectangular, a excepción de los cursos de orden menor que presentan patrón subdendrítico.

En el **sector pedemontano** la traza del río Cuarto está fuertemente controlada por estructuras conjugadas de rumbo SO-NE y NO-SE y, en menor grado norte-sur. En general todos los tributarios exhiben una tasa de incisión importante en este ámbito. La faja fluvial del sistema Piedras Blancas-río Cuarto y hasta la confluencia con el río Seco, tiene dirección SO-NE, ancho variable entre 600–1500 m, dos niveles de terrazas, canal rectilíneo y lecho predominantemente rocoso/cohesivo, con rápidos y saltos menores, observándose "meandros rectangulares" encajados o semiconfinados en secuencias cementadas de la Formación Pampiano (Pleistoceno medio a tardío) o Chocancharava (Pleistoceno tardío). A partir de los aportes de los ríos Las Cañitas, San Bartolomé y muy

potenciados por la actividad del hombre. Al aumentar el caudal, las secciones transversales se incrementan fundamentalmente por un proceso de profundización ya que la cohesividad de los materiales que componen las orillas inhibe el ensanchamiento. En esta misma dirección opera el aumento de gradiente, por descenso de los niveles de base o cota del lecho en algunos tramos canalizados, que se manifiesta por migración hacia cabeceras de frentes de erosión retrocedente o remontante, con quiebres de distinta magnitud (desde pequeños rápidos a saltos que superan la decena de metros), vinculados a la presencia de materiales cementados de la Fm Pampiano (Degiovanni *et al.*, 2014, 2015).

El río Cuarto presenta un diseño meándrico con valores de sinuosidad que varían entre 1,15 en las proximidades de la ciudad homónima hasta 1,26 o mayor cuando ingresa a la llanura deprimida situada al Este de la falla Alejandro-Roca (Pagliero, 1999).

Los procesos de erosión lateral asociados a crecidas extraordinarias muestran algunos sitios donde los meandros se han extendido aproximadamente 100 m en un solo evento, y trasladado y rotado más de 300 metros (Degiovanni *et al.*, 1996). En Degiovanni *et al.* (2002, 2005) se presentan valores de migración lateral, sinuosidad y gradiente de un tramo monitoreado del río Cuarto, próximo a la ciudad homónima y fuertemente antropizado.

En la **cuenca baja** el río Cuarto posee una sección transversal reducida, está canalizado en su tramo final, que ingresa a los bañados del Saladillo e incide en una serie de abanicos de derrames de edad holocena (Degiovanni *et al.*, 2005). Aguas abajo de La Carlota se reconocen varios paleocauces; el río presenta un cauce meandriforme con dirección general al este, donde es canalizado hacia la laguna de Olmos o bañados del Saladillo. A partir de los bañados del Saladillo continúa hacia el noreste, con la denominación de río Saladillo, hasta confluir con el Ctalamochita, próximo a la localidad Saladillo, y formar el Carcarañá. En este tramo el valle fluvial tiene entre 2 y 5 km de anchura y profundidades cercanas a los 10 m, y está parcialmente cubierto por un campo de dunas holoceno. Cerca de su confluencia con el Ctalamochita se asocia al cauce del Saladillo un nivel de terraza discontinuo (Degiovanni *et al.*, 2005).

CAPÍTULO III

MARCO LOCAL

III.1 - CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA

De acuerdo a la clasificación climática elaborada por Capitanelli (1979), presentada en la Figura II.1, el sector pedemontano del área de estudio quedaría incluido dentro del "Dominio semi-húmedo, con tendencia al semi-seco, sin déficit de agua, con invierno térmico y sin verano". Según Capitanelli (1979), las precipitaciones en la provincia de Córdoba provienen principalmente del anticiclón del 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 (Fig. III.3.1-a).

Por otra parte, en Gorgas *et al.* (2003) se presentan mapas de precipitaciones anuales, evapotranspiración potencial anual (calculada según Penman, 1948) y de evapotranspiración real anual (estimada a través del balance hídrico) para la provincia de Córdoba, para el periodo 1961-1990 (Fig. III.3.1 a, b y c, respectivamente). La evapotranspiración potencial media anual para toda la llanura y piedemonte del Sur provincial es del orden de 820 mm (Capitanelli, 1979), excepto en la porción sudoeste en donde las necesidades de agua superan los 850 mm (Fig. III.3 b y c).

La cuenca del río Las Cañitas muestra valores entre 700 y 800 mm de lluvias, mayores a 1040 mm para la evapotranspiración potencial, mientras que la real se ubica entre los 720 y 760-800 mm anuales. En virtud de la escala de trabajo y de la temática abordada en esta tesis, las características climáticas de la zona de estudio serán establecidas utilizando series de datos locales.

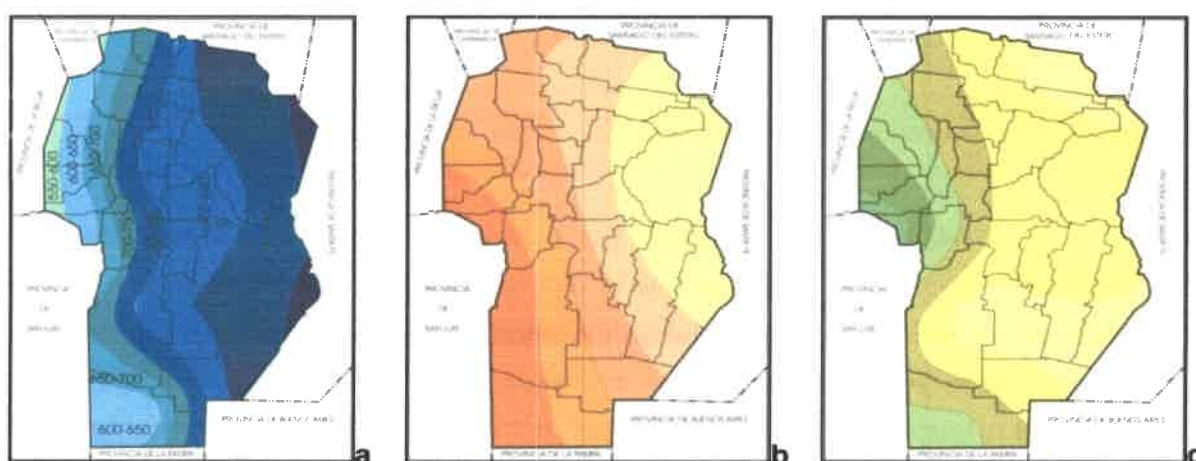


Figura III.3.1. Mapas de a) precipitaciones medias anuales (mm), b) evapotranspiración potencial anual y c) evapotranspiración real anual para la provincia de Córdoba, periodo 1961-1990 (fuente Gorgas *et al.* 2003).

III.1.1 - OBTENCIÓN Y TRATAMIENTO DE DATOS

Para caracterizar las precipitaciones locales se analizaron cuatro series de lluvias, dos del sector pedemontano (estaciones Las Tapias y Los Chañares) y dos del serrano (estaciones Comechingones y La Cumbre), además de algunos registros muy limitados pertenecientes a particulares. La ubicación de las estaciones pluviométricas y meteorológicas se presenta en la (Fig. III.3.2).

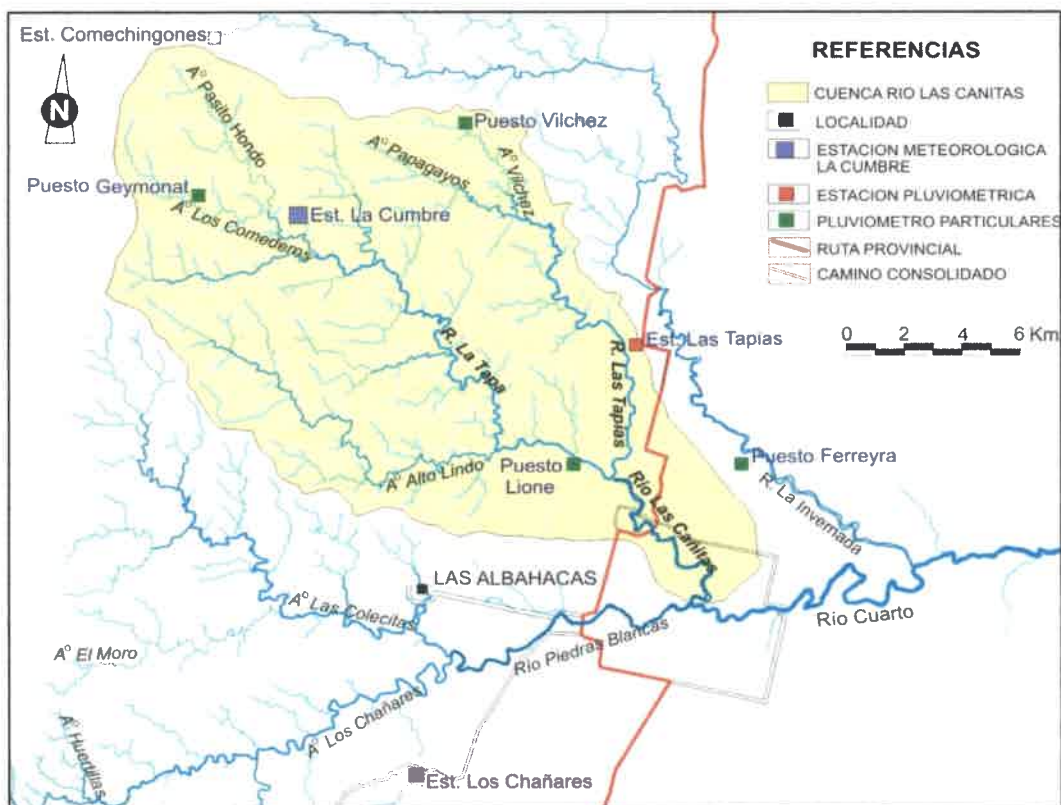


Figura III.3.2. Distribución de estaciones pluviométricas y meteorológicas.

La estación *Las Tapias*, ubicada dentro de la cuenca de estudio, corresponde a un pluviómetro a cargo de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH), abarca el período 1938-1964, faltando los años 1952 a 1954 completos, además de algunos meses en otros años (Agua y Energía Eléctrica, 1967a). Dicha estación fue reactivada en junio de 1993, contando con datos de lluvias hasta el presente (SSRH, 2009b y *web* de la SSRH).

Los registros pertenecientes a la estación meteorológica *Comechingones* (la cual fue desactivada en 1998), corresponden a los periodos 1985-1991 y 1994-1998, información obtenida de González (2002).

La serie *La Cumbre* por su parte es muy reciente (septiembre de 2011 a la actualidad), y pertenece al registro de una estación meteorológica automática instalada por el Dpto. de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto en la cuenca alta del río Las Cañitas (Fig. III.3.3). Esta última posee sensores para registro de temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y precipitaciones. Actualmente registra datos a intervalos de 15 minutos y los transmite por sistema de radio a un servidor localizado en la ciudad de Río Cuarto.

Con respecto a los registros de particulares, el más extenso es *Los Chañares*, localizado aproximadamente a 17,5 Km al SO de la estación Las Tapias, es un pluviómetro perteneciente a un particular, y cuenta con datos de 1941 a 2005.

Por otro lado, el *puesto Vilchez* posee un registro desde enero/2008 a marzo/2011. En el caso del *puesto Ferreyra* (localizado en la cuenca aledaña del río La Invernada), se dispone del total anual para el año 2008 y de varios meses del periodo 2009-2011. Del *puesto Lione* sólo se obtuvieron registros desde noviembre

del 2010 a febrero de 2011, a partir de la distribución de planillas a los puesteros. En el *puesto Geymonat* se consiguieron datos de lluvias desde enero a noviembre del 2010.

La discontinuidad en el registro de la serie Las Tapias planteó la necesidad de realizar el contraste de estaciones y relleno de series, utilizando datos de estaciones localizadas en la zona, fuera de la cuenca. Se utilizó el método de "Doble Masas" para comparar la proporcionalidad entre estaciones, representando en sistemas de coordenadas cartesianas las parejas de puntos definidas por las acumulaciones sucesivas de dos series de valores para un mismo período (Fig. III.3.4). La proporcionalidad entre estaciones resulta en una recta, cuyos parámetros representan la regresión entre las estaciones contrastadas. En general el contraste se realiza para valores anuales y las estaciones a contrastar deben estar sujetas a un mismo régimen



Figura III.3.3. Estación meteorológica automática La Cumbre instalada en la cuenca alta del río Las Cañitas.

hidrológico, si esto no ocurre pueden aparecer efectos en la recta. Este método consiste en conformar grupos de estaciones que correspondan a zonas homogéneas, es decir que cumplan condiciones de proximidad (mientras más cercanas mayor será la probabilidad de que estén afectadas por el mismo régimen hidrológico), similitud de media anual, similitud de altitud, y que cada grupo tenga una estación que sea de primera categoría (25 años de datos como mínimo). La serie Los Chañares puede ser considerada de "primera categoría" por la extensión de su registro (supera el mínimo de 25 años de datos) y confiabilidad de los datos. Así, en la representación de los datos es posible observar una alta correlación entre las estaciones contrastadas (Fig. III.3.4, $R^2 = 0,998$).

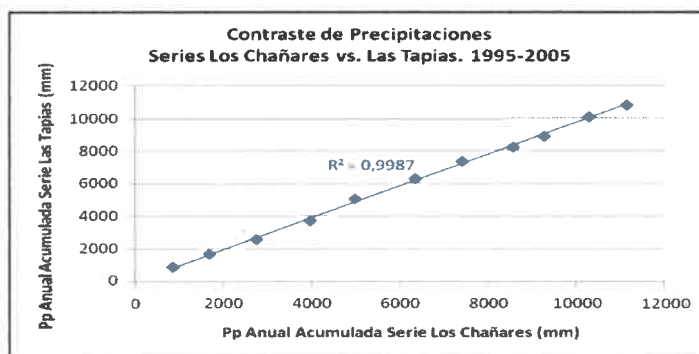


Figura III.3.4. Contraste entre las estaciones meteorológicas Los Chañares y Las Tapias.

Debido a esta alta correlación se decidió rellenar los meses faltantes de la serie Las Tapias con la estación Los

Chañares, de mayor confianza y longitud. Para ello se utilizó el método de "regresión con una estación" basado en el método de correlación entre estaciones. Se usa la estación que se consideró confiable para la regresión con la estación que se quiere rellenar. El mes faltante se calcula por medio de la siguiente fórmula:

$$PAmx = PAma-z + b (PBmx - PBma-z)$$

En donde:

$PAmx$ = Precipitación para la estación A (serie Las Tapias) para el mes m del año x.

$PAma-z$ = Precipitación promedio de la estación A para el mes m para el período a-z.

$PBmx$ = Precipitación para la estación B (serie Los Chañares) para el mes m del año x.

$PBma-z$ = Precipitación promedio de la estación B para el mes m para el período a-z.

$b = \text{tg } \gamma$

A partir de ello se construyó la curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Las Tapias-Los Chañares (período 1939-2013) y se analizó la distribución media mensual de las precipitaciones.

Además, con la finalidad de observar en qué proporción se distribuyen las lluvias en el año, se calcularon los índices de concentración estacional (Ice) con la siguiente fórmula:

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

Con relación a los datos de lluvias de la estación La Cumbre también fue analizada la distribución media mensual, y se realizó un análisis de intensidad y duración de tormentas.

Por otra parte, los registros de temperatura disponibles son los de las estaciones Comechingones y La Cumbre, para los períodos ya citados. En estos casos se obtuvieron valores medios mensuales, medios mínimos y máximos mensuales, y valores mínimos y máximos absolutos.

Datos de velocidad del viento fueron analizados desde el registro de la estación La Cumbre, obteniendo valores medios, medios máximos y mínimos mensuales, y mínimos y máximos absolutos registrados.

Finalmente se efectuó un análisis comparativo de las variables climáticas para el sector serrano y pedemontano de la cuenca.

III.1.2 - RESULTADOS

III.1.2.1 - Precipitaciones

Las condiciones climáticas del ambiente serrano revisten una importancia fundamental en el funcionamiento hidrológico y morfodinámico de la cuenca estudiada, controlando no sólo el caudal de base de los principales tributarios y su régimen de crecidas, sino la disponibilidad de sedimentos, los procesos de modelado, el desarrollo edáfico, cobertura vegetal, entre otros. Por su parte, tal como se indicara precedentemente, las principales variables climáticas en las sierras difieren sustancialmente de aquellas registradas en las zonas extraserranas (Capitanelli, 1979; Gorgas *et al.*, 2003; Blarasin, 2003).

III.1.2.1.1 – Pluviometría

Para el sector serrano de la cuenca, se dispone de los totales medios anuales de los registros pluviométricos de la estación Comechingones, que fueron de 1184 mm para el periodo 1985-1991 y de 898 mm para 1994-1998 (González, 2002).

La Figura III.3.5 presenta los totales mensuales de precipitación obtenidos en puesto Vilchez. Para el año 2008 se registró un total de 1067,5 mm, para el 2009 de 701 mm y para el 2010 de 715 mm. Los tres primeros meses del 2011 sumaron 238 mm.

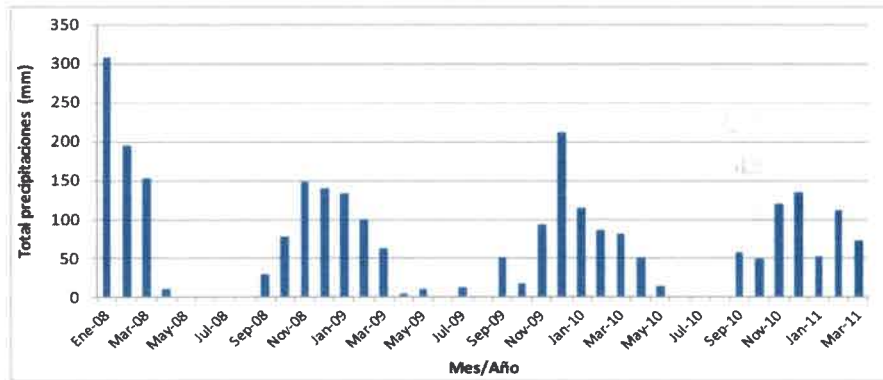


Figura III.3.5. Total mensual de precipitaciones en puesto Vilchez para el periodo enero/2008 a marzo/2011.

La Figura III.3.6 permite observar los totales mensuales de precipitación obtenidos en puesto Geymonat. Cabe aclarar que puede haber días, especialmente en los meses de septiembre a noviembre, en que no se anotó el registro de lluvias por parte del puestero.

Con relación a los datos de la estación La Cumbre, la Figura III.3.7 muestra el total de precipitaciones mensuales para el periodo septiembre/2011–diciembre/2014. Se destacan las importantes lluvias de febrero del 2014, con un total de 381,7 mm. A pesar del corto periodo de funcionamiento, es posible observar que los meses entre octubre y abril concentran la mayor parte de las precipitaciones anuales, mientras que los meses junio a agosto registran los menores totales mensuales.

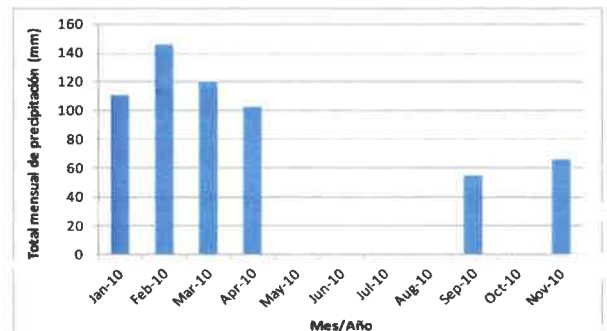


Figura III.3.6. Total mensual de precipitaciones en puesto Geymonat (enero- noviembre/2010).

Los totales anuales son de 826 - 673,8, y 919,7 mm para los años 2012, 2013 y 2014, respectivamente. Se desea aclarar que las lluvias de noviembre y diciembre de 2014 para la estación La Cumbre fueron asumidas iguales a las de Las Tapias, debido a que el pluviómetro en La Cumbre tuvo inconvenientes y no registró casi ningún dato estos dos meses.

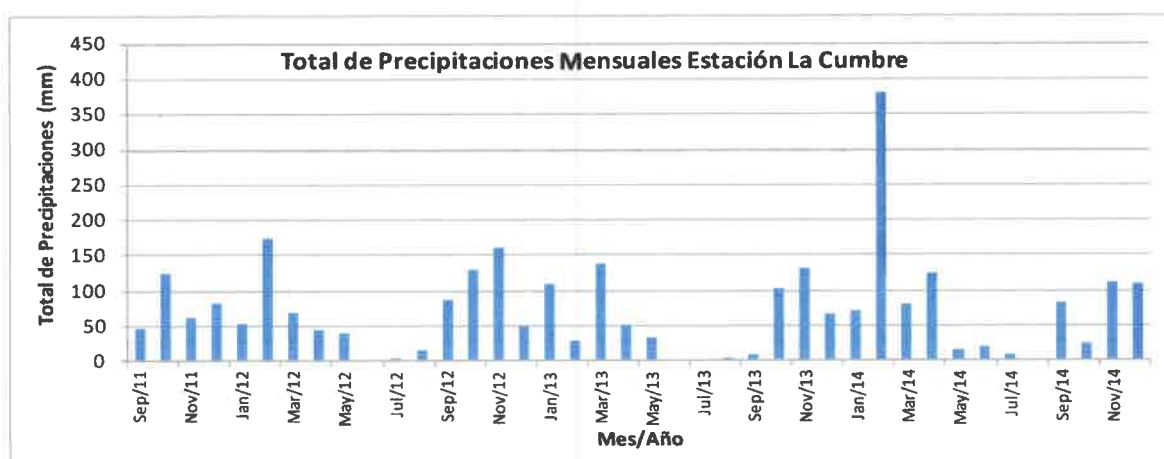


Figura III.3.7. Total mensual de precipitaciones en estación La Cumbre, (septiembre/2011 a diciembre/2014.)

Para el sector pedemontano, los registros del puesto Ferreyra se muestran en la Figura III.3.8. Para el año 2008 se registró un total de 628 mm, para el 2009 de 489 mm. Los cuatro primeros meses del 2010 sumaron 300 mm.

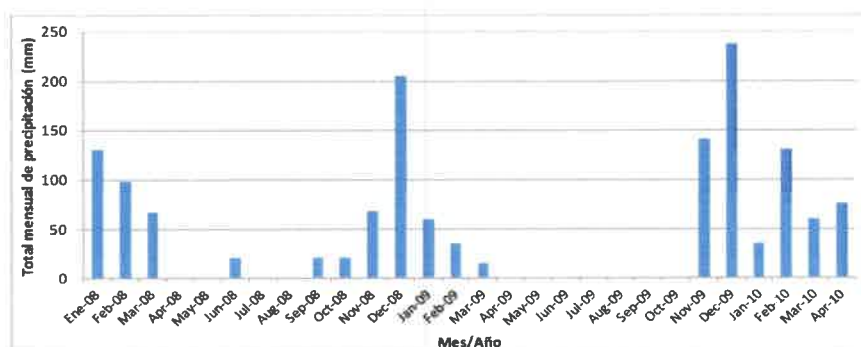


Figura III.3.8. Total mensual de precipitaciones en puesto Ferreyra, (enero/2008 a abril/2010).

Los registros de la estación Las Tapias, al ser los más extensos con los que se cuenta, se presentarán en el siguiente apartado, utilizándolos además para la obtención de los principales estadísticos y el análisis de la distribución temporal de las precipitaciones.

III.1.2.1.2 - Curva Cronológica Anual

Para analizar la evolución temporal de las lluvias en la zona de estudio se confeccionó la *curva cronológica anual de precipitaciones*. Debido a la alta correlación obtenida en el contraste entre las estaciones Las Tapias y Los Chañares para el período en común, para el caso de los años completos faltantes en serie Las Tapias (1952-1953-1954, y periodo 1965-1992) se optó por utilizar directamente los datos de la serie Los Chañares realizando la unión de las mismas, de manera de cubrir el período de tiempo más largo para la zona (Fig. III.3.9).

En este gráfico se observa que la media anual de las precipitaciones para el período 1939-2014 es de 909 mm (línea naranja), siendo el año 1970 en el que se registraron las mínimas precipitaciones (582 mm, serie Los Chañares) y el año de máximas lluvias 1999 (con 1348,3 mm, serie Las Tapias). Se observa una marcada alternancia de períodos húmedos y secos y, a partir del año 1972, una clara tendencia ascendente de las precipitaciones que en la mayoría de los años superan el valor medio. Entre los más lluviosos se destacan 1972, 1979, 1989, 1991, 1992, 1999, 2000 y 2004, donde las lluvias excedieron en 300-450 mm la precipitación media anual, mientras que los años más secos de este ciclo fueron 1974, 1986, 2003, 2005 y 2011.

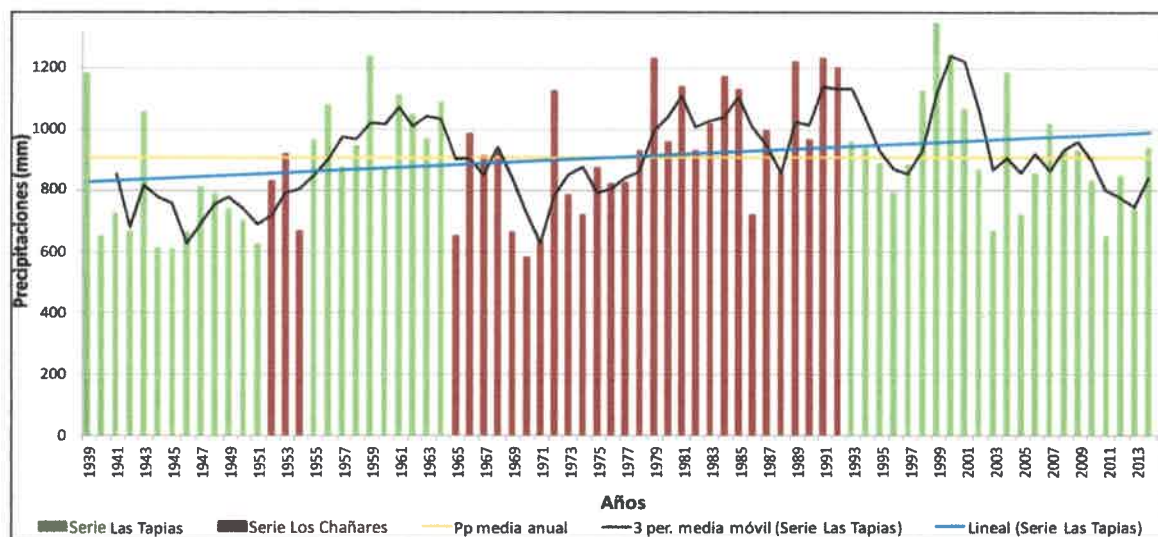


Figura III.3.9. Curva cronológica anual de precipitaciones, series Las Tapias-Los Chañares (1939-2014).

A partir del cálculo de la media móvil, en este caso calculada cada 3 años (línea continua negra), se vio facilitada la interpretación de ciclos secos y húmedos para la serie en análisis. Se identificaron 5 ciclos principales: el primero corresponde a un período

seco que abarca desde 1939 a 1955 (con un promedio de 777,9 mm anuales), donde puntualmente los años 1939, 1943 y 1955 superan la precipitación media de la serie. El segundo ciclo (1956-1964, promedio 1025 mm anuales) es un ciclo húmedo, y se destaca el año 1959, cuyas precipitaciones superaron los 1200 mm. Continúa un ciclo seco que abarca el período 1965-1978 (promedio 817,8 mm anuales), donde puntualmente las lluvias de los años 1966 y 1972 exceden la media de la serie. El cuarto ciclo diferenciado es húmedo (período 1979-2002, promedio 1036,4 mm anuales), donde se observa un ciclo muy corto y seco, correspondiente a los años 1995-1997 (promedio de 854,8 mm anuales). Finaliza un último ciclo que comprende el periodo 2003 a 2010 (promedio de 891,8 mm anuales), donde a diferencia de los ciclos secos anteriores, las medias móviles se mantienen próximas a la media de la serie.

III.1.2.1.3 - Distribución de las precipitaciones

Considerando la totalidad de los datos de la serie Las Tapias-Los Chañares, la distribución media mensual de las precipitaciones permite observar que las mismas se concentran principalmente de octubre a marzo, destacándose el mes de diciembre como el de mayor valor medio (149,5 mm) (Fig. III.3.10). Luego los valores decrecen durante enero y febrero y en marzo se registra un nuevo pico, aunque no tan significativo respecto al mes de febrero. Los meses de junio, julio y agosto muestran las medias mensuales más bajas, con 14 – 14 y 14,6 mm, respectivamente.

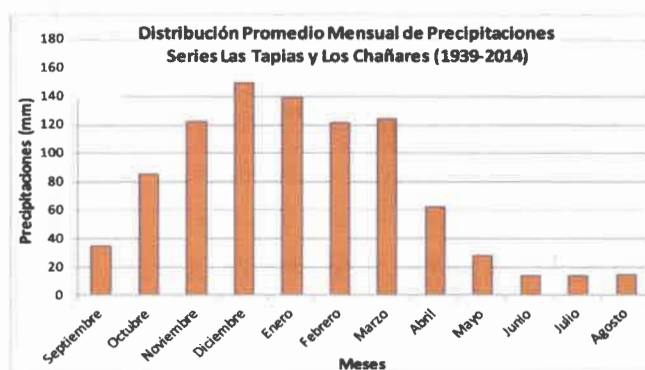


Figura III.3.10. Curva de distribución promedio mensual de las precipitaciones serie Las Tapias-Los Chañares (1939-2014).

A partir de lo observado en la curva cronológica anual, y con el propósito de detectar variaciones temporales en la distribución de las precipitaciones medias mensuales, se efectuó el análisis considerando dos periodos: 1939-1971 (más seco en general, con un promedio de 842,9 mm anuales) y 1972-2014 (más húmedo, promedio de 960,18 mm anuales) (Fig. III.3.11). A pesar de que los periodos no tienen exactamente la misma longitud, pero es del orden (32 años, ciclo seco y 41 años el húmedo) se observa claramente que los meses de otoño e invierno mantienen sus valores medios en ambos periodos, mientras que las medias de los meses de primavera y verano muestran mayor variabilidad. En este último caso, es posible advertir el incremento en medias de las precipitaciones en la serie de años más reciente, a excepción del mes de octubre, el cual muestra un valor menor respecto a la serie más antigua. En ambas series de datos la distribución sigue el mismo patrón, con picos en diciembre, que luego decrecen en enero y febrero, para aumentar nuevamente en el mes de marzo. Puede advertirse además un desplazamiento de las lluvias en el ciclo anual, ya que en la serie mas reciente se incrementan notoriamente desde noviembre (previamente lo hacían desde octubre), y el mes de abril muestra un ligero incremento comparado con los registros más antiguos.

Respecto a los índices de estacionalidad, se obtuvieron los siguientes valores para la serie Las Tapias-Los Chañares: Ice-primavera = 39,3 %, Ice-verano = 42,3 %, Ice-otoño = 11,4% e Ice-invierno = 7,0%. De esta manera puede verse que las estaciones primavera y verano son las que poseen la mayor concentración de lluvias, con el 81,6 % del total anual.

Otros datos del piedemonte, como los del puesto Ferreyra, a pesar del corto

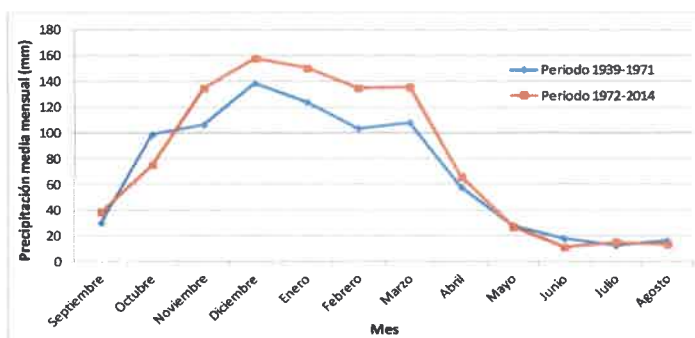


Figura III.3.11. Curva de distribución de las precipitaciones medias mensuales para los periodos 1939-1971 y 1972-2014.

registro disponible muestran las mayores lluvias entre noviembre y abril (Fig. III.3.8).

Por su parte, para los registros del sector serrano, en el caso de la estación Comechingones, la Figura III.3.12a muestra que para el periodo de registro las mayores precipitaciones se concentran entre los meses de noviembre y abril. Los promedios de mayo, agosto y octubre son muy similares, y los menores registros se dan en los meses de junio y julio. En la Tabla III.3.1 se presentan los datos de distribución de las lluvias para los dos periodos disponibles, mostrando que, a pesar de que los valores medios

anuales difieren en aproximadamente 200 mm entre ambos periodos, igualmente cerca del 80% de las lluvias se concentra en primavera-verano y el 20% restante en otoño-invierno.

En el registro de puesto Vilchez se observa que las precipitaciones, por lo menos para el periodo analizado, se concentran entre octubre y marzo (Fig. III.3.5).

Tabla III.3.1. Precipitaciones registradas en la estación Comechingones (tomado de González, 2002). Pp.m.a.(mm) = precipitación media anual en mm; Pp. Prim-Ver (mm)(%) = precipitaciones en primavera-verano en mm y en %; Pp.m.m. (mm) = precipitación media mensual en mm; Pp. Inv-Otoñ (mm) = precipitaciones en invierno-otoño en mm; Pp.m.m. (mm) = precipitación media mensual en mm.

SERIE	Pp.m.a.(mm)	Pp.Prim-Ver (mm) (%)	Pp.m.m.(mm)	Pp.Inv-Otoñ (mm) (%)	Pp.m.m.(mm)
1985-1991	1184	939 (79)	156,5	245 (21)	40,8
1994-1998	898	713.1 (78)	118.8	204.7 (22)	34.1
Promedio ponderado	1089.2	855 (78.6)	142	234.2 (21.4)	39.02

Finalmente, para la estación La Cumbre es posible observar que de octubre a abril se concentran las lluvias más importantes (Fig. III.3.12b). Dado el corto periodo de registro, se destaca en la gráfica el mes de febrero, producto de las importantes lluvias ocurridas en el 2014.

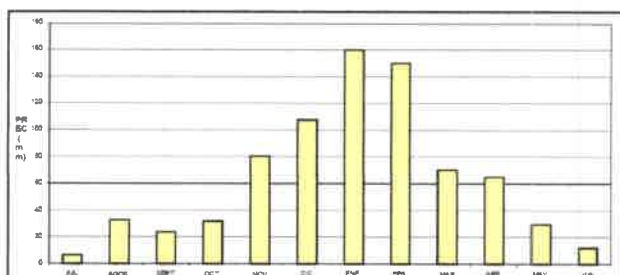


Figura III.3.12a. Distribución mensual de las precipitaciones en la estación Comechingones, período 1994-1998 (tomado de González, 2002).

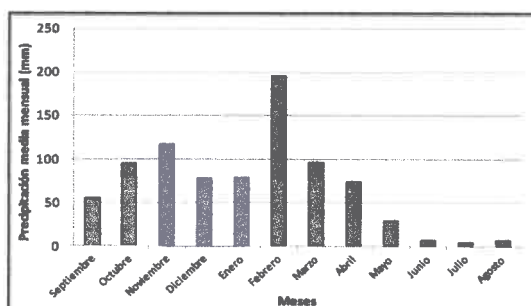


Figura III.3.12b. Distribución mensual de las precipitaciones en la estación La Cumbre, período 2011-2014.

III.1.2.1.4 - Análisis de intensidad y duración de tormentas

A partir de los registros pluviométricos de la estación La Cumbre, se construyeron los hietogramas de 92 tormentas (septiembre 2011-abril 2014), determinando la duración e intensidad máxima en cada una, información que se sintetiza en la Tabla III.3.2. De modo general, se observa que en el 51,1 % de las tormentas, el intervalo de máxima

intensidad se ubicó al inicio o cerca del inicio de la precipitación, siendo la mayoría de estas lluvias correspondiente a los meses de octubre a abril (periodo más húmedo). En el 42,4 % de las tormentas, el intervalo de máxima intensidad se localizó en la parte media de la misma y, en este caso, también la mayoría corresponde a precipitaciones desarrolladas de octubre a abril, pero se suman más lluvias de meses como mayo y septiembre. En el 6,5 % restante de las tormentas, la máxima intensidad se registró hacia el final de la misma.

Se puede apreciar que las tormentas correspondientes a los meses comprendidos entre octubre y abril presentaron las mayores intensidades (la máxima registrada fue de **100,8 mm/h**, Tabla III.3.2), mientras que para las lluvias de mayo a septiembre la intensidad máxima fue de **24,8 mm/h**.

Respecto a la duración de las tormentas, con los datos registrados hasta el momento no es claro observar alguna distribución a lo largo del año.

En la Figura III.3.13 se presentan a modo de ejemplo algunos hietogramas de tormentas del periodo seco (23/09/11, 27/05/12, 17/9/12 y 15/5/13) y del periodo húmedo (24/10/11, 20/02/12, 1/2/14 y 13/2/14). Se destaca la importante precipitación iniciada el 13 de febrero del 2014, con 176,2 mm, obtenidos a lo largo de casi dos días.

Las diferencias observadas en las intensidades de las lluvias, sumado a la condición de humedad antecedente que tenga el suelo según el momento del año, tendrán influencia en la relación infiltración/escorrimento de las diferentes unidades geomorfológicas definidas para la cuenca. Así por ejemplo durante el verano, las mayores intensidades de lluvia sobre los suelos con mayor contenido de humedad previa, generarán mayores escurrimientos y más rápidos.

Tabla III.3.2. Características de las tormentas registradas en estación La Cumbre.

Fecha	Duración (hs y min)	Total Pp (mm)	Intens. Máx. (mm/15 min)	Intensidad (mm/h)	Momento de Intensidad Máxima en la tormenta
22-Sep-11	6 hs y 45 min	45.2	3.4	13.6	medio
7-Oct-11	38 hs y 15 min	19.8	3.2	12.8	medio
12-Oct-11	1 hs y 15 min	14	10.8	43.2	inicio
22-Oct-11	32 hs y 15 min	25.2	5.2	20.8	inicio
24-Oct-11	13 hs y 15 min	42	9.4	37.6	cerca del inicio
26-Oct-11	10 hs y 45 min	18	1.8	7.2	cerca del inicio
13-Nov-11	11 hs	30.2	3	12	inicio
19-Nov-11	2 hs y 30 min	1.4	0.4	1.6	cerca del inicio
20-Nov-11	4 hs y 45 min	7.4	2.6	10.4	medio
26-Nov-11	2 hs y 30 min	14.6	7.6	30.4	inicio
28-Nov-11	4 hs	6.4	3.4	13.6	medio
4-Dec-11	6 hs y 15 min	20.6	5.4	21.6	inicio
5-Dec-11	4 hs y 15 min	4.4	1.2	4.8	cerca del inicio
5-Dec-11	3 hs	18.2	5.6	22.4	cerca del inicio
6-Dec-11	1 hs y 15 min	3.8	1.4	5.6	cerca del inicio
7-Dec-11	3 hs y 30 min	3.2	0.6	2.4	cerca del inicio y cerca del final
19-Dec-11	8 hs y 45 min	10.8	6.6	26.4	inicio
22-Dec-11	3 hs y 30 min	3.8	1.6	6.4	medio
29-Dec-11	5 hs y 30 min	16	2.6	10.4	medio
5-Jan-12	3 hs y 45 min	2	0.6	2.4	cerca del inicio
10-Jan-12	8 hs	20.6	6.4	25.6	medio
21-Jan-12	8 hs	13.8	5.8	23.2	inicio
23-Jan-12	6 hs	8.2	5.6	22.4	inicio
31-Jan-12	3 hs	2.2	0.4	1.6	cerca del inicio y cerca del final
5-Feb-12	3 hs y 45 min	11.2	1.8	7.2	medio
8-Feb-12	8 hs y 30 min	45.2	5.2	20.8	cerca del inicio
17-Feb-12	4 hs y 30 min	31.4	9.8	39.2	medio
18-Feb-12	10 hs y 45 min	28.2	10	40	cerca del inicio
20-Feb-12	9 hs y 45 min	28.4	13	52	inicio
5-Mar-12	14 hs y 45 min	51.6	8.6	34.4	medio
13-Mar-12	3 hs y 45 min	4.4	0.8	3.2	cerca del inicio
20-Mar-12	22 hs	3	0.6	2.4	hacia el final
25-Mar-12	1 hs y 45 min	8	0.8	3.2	hacia el final
2-Apr-12	6 hs y 45 min	5.6	0.6	2.4	medio
10-Apr-12	8 hs	7	1	4	fin
11-Apr-12	6 hs y 30 min	6.6	0.8	3.2	cerca del inicio
13-Apr-12	17 hs y 30 min	13.2	3.6	14.4	medio
25-Apr-12	20 hs y 30 min	8.2	1.4	5.6	medio
27-Apr-12	10 hs y 15 min	3.2	0.4	1.6	medio
10-May-12	1 hs y 15 min	6.8	6.2	24.8	inicio
18-May-12	11 hs	32	4.6	18.4	medio
27-May-12	7 hs y 15 min	23.4	5	20	medio
1-Jun-12	8 hs y 30 min	6.4	1.6	6.4	fin
12-Jun-12	4 hs y 45 min	5.8	1.2	4.8	hacia el final

Tabla III.3.2. Características de las tormentas registradas en estación La Cumbre (continuación).

Fecha	Duración (hs y min)	Total Pp (mm)	Intens. Máx. (mm/15 min)	Intensidad (mm/h)	Momento de Intensidad Máxima en la tormenta
22-Jun-12	6 hs y 30 min	8.2	2.6	10.4	medio
5-Sep-12	30 hs	44.6	1.8	7.2	medio
17-Sep-12	22 hs	33.4	2.4	9.6	medio
7-Oct-12	25 hs	23.8	1.6	6.4	medio
8-Oct-12	22 hs y 45 min	7.4	2.6	10.4	medio
15-Oct-12	6 hs y 45 min	36.2	5.4	21.6	cerca del inicio
16-Oct-12	7 hs y 45 min	11	1.2	4.8	cerca del inicio
1-Nov-12	8 hs y 45 min	28.6	7.4	29.6	medio
4-Nov-12	11 hs y 45 min	16.4	2.8	11.2	inicio y cerca del final
3-Dec-12	3 hs y 30 min	10.2	3.8	15.2	inicio
4-Dec-12	1 hs y 30 min	13.8	6.4	25.6	inicio
8-Jan-13	8 hs y 30 min	9.2	2.4	9.6	inicio
14-Jan-13	5 hs y 45 min	16	2	8	inicio
16-Jan-13	5 hs	14	2.4	9.6	medio
23-Jan-13	2 hs	10.4	2.8	11.2	cerca del inicio
28-Jan-13	13 hs	18.4	2	8	cerca del inicio
29-Jan-13	2 hs	11.2	5.2	20.8	medio
31-Jan-13	9 hs	30.6	3.6	14.4	medio
13-Mar-12	10 hs	52.6	9	36	medio
14-Mar-13	41 hs y 15 min	36.8	2	8	medio
31-Mar-13	15 hs	46	4	16	medio
1-Apr-13	18 hs	20.2	1.8	7.2	medio
11-Apr-13	23 hs y 30 min	19.4	5.8	23.2	cerca del inicio
2-May-13	21 hs	17.4	6.2	24.8	medio
14-May-13	3 hs y 45 min	12.6	1.4	5.6	inicio
15-May-13	3 hs	6.8	1	4	medio
11-Oct-13	2 hs y 45 min	26	6.6	26.4	cerca del inicio
30-Oct-13	5 hs y 15 min	26	7.8	31.2	inicio
31-Oct-13	9 hs	25	4.8	19.2	inicio
29-Nov-13	40 hs y 15 min	49.6	5.8	23.2	inicio
2-Dec-13	1 hs y 15 min	18.2	10.2	40.8	cerca del inicio
20-Dec-13	1 hs y 45 min	12.4	5.4	21.6	medio
2-Jan-14	5 hs y 30 min	52.2	25.2	100.8	cerca del inicio
13-Feb-14	45 hs y 15 min	176.2	5.2	20.8	cerca del inicio
21-Feb-14	8 hs y 45 min	29.4	10.2	40.8	hacia el final
21-Feb-14	8 hs y 30 min	27	6.4	25.6	medio
24-Feb-14	26 hs	68.8	3.6	14.4	medio
1-Mar-14	2 hs y 30 min	4.6	1.6	6.4	medio
2-Mar-14	4 hs y 15 min	13.2	2.2	8.8	inicio
6-Mar-14	5 hs y 30 min	19.8	2.8	11.2	medio
14-Mar-14	12 hs y 15 min	15.2	1.6	6.4	medio
18-Mar-14	19 hs y 15 min	13.8	0.8	3.2	cerca del inicio
1-Apr-14	17 hs y 45 min	14	1.6	6.4	cerca del inicio
5-Apr-14	35 hs	51	11.2	44.8	medio
7-Apr-14	6 hs y 30 min	14.2	6.4	25.6	medio
21-Apr-14	4 hs y 45 min	32	6.6	26.4	cerca del inicio
29-Apr-14	33 hs	13.6	3	12	cerca del inicio
11-May-14	10 hs	3.4	0.6	2.4	inicio

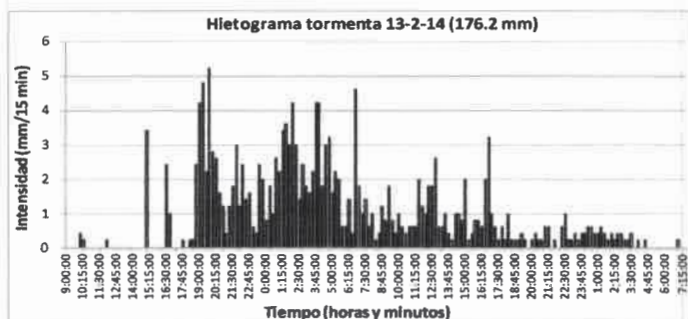
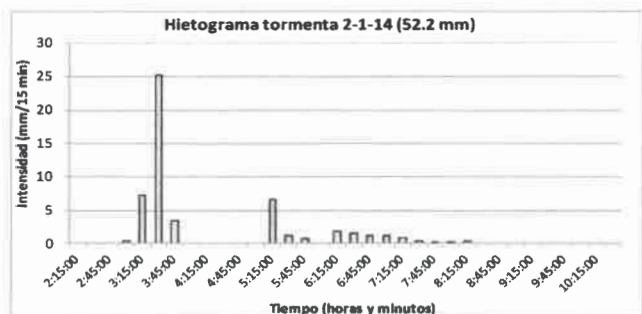
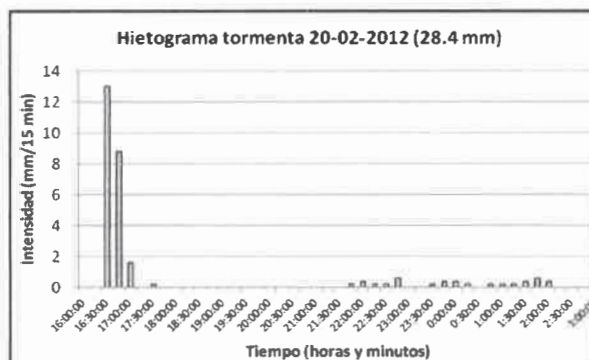
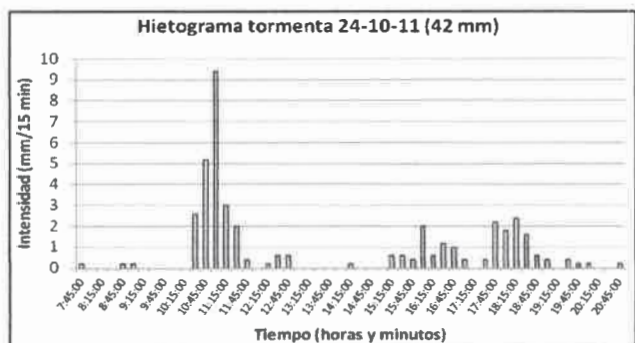
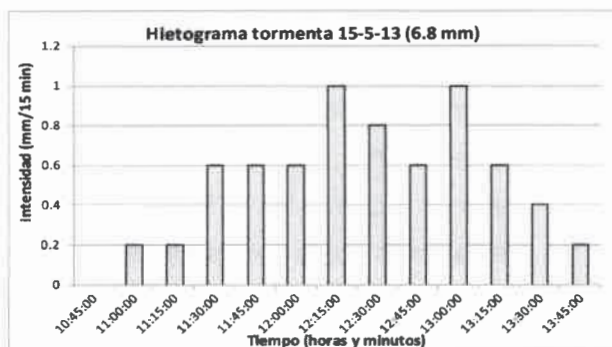
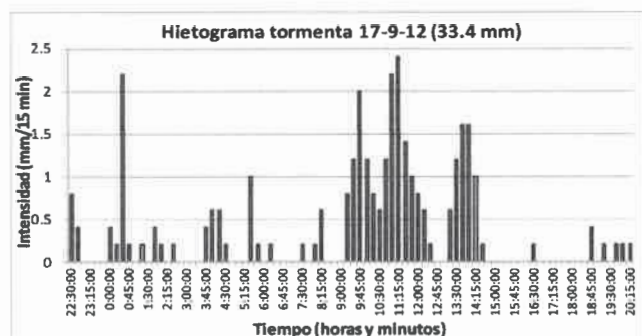
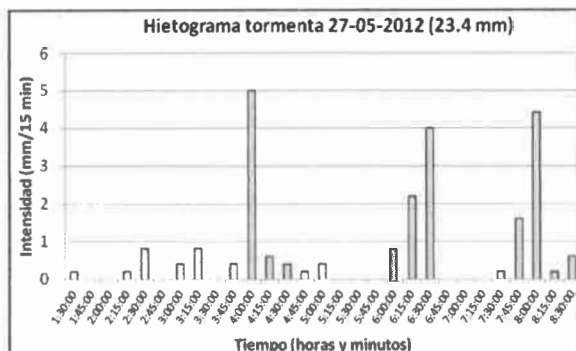
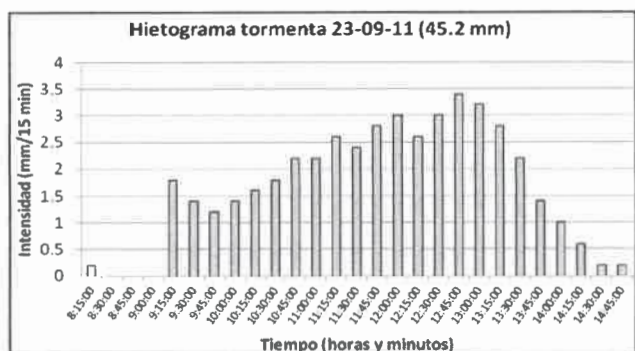


Figura III.3.13. Ejemplos de hietogramas de tormentas registradas en la estación La Cumbre en el periodo seco (los 4 superiores) y en el periodo lluvioso (los 4 inferiores).

III.1.2.2 - Temperaturas

Para la región serrana, las temperaturas medias mensuales obtenidas para la estación Comechingones (periodo 1994-1997) se presentan en la Figura III.3.14, siendo la temperatura media anual de 12,7°C. Los meses más cálidos son diciembre y enero, con máxima absoluta de 31°C, y los meses más fríos junio y julio, con mínima absoluta de -10°C. Las heladas comienzan en mayo-junio y finalizan en agosto-septiembre (González, 2002).

Respecto al registro de la estación La Cumbre, la Figura III.3.15 muestra los valores medios de temperatura mensuales (mínima, media y máxima) para el periodo septiembre/11 – diciembre/14. Se observa que las temperaturas medias más bajas correspondieron al mes de julio, con valores de 4,6 - 6,1 °C, mientras que las medias más altas se registraron en el mes de enero, o diciembre-enero en el último verano, con valores de 17,4 - 18,7 °C. La mínima absoluta registrada hasta el momento es de -9,6 °C (22/7/13) y la máxima absoluta de 31,3 °C (25/12/13).

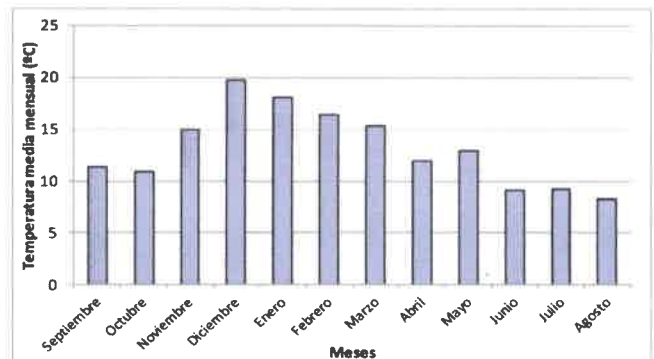


Figura III.3.14. Temperaturas medias mensuales estación Comechingones (1994-1998).

Se destaca que las temperaturas mínimas por debajo de 0 °C son frecuentes durante los meses de invierno, por ejemplo en los años 2012, 2013 y 2014, un total de 30, 40 y 20 días, respectivamente, tuvieron una T° media mínima por debajo de 0 °C. Estas condiciones producen congelamiento de agua en los mallines, cursos menores y en algunos casos también de la parte superior de los suelos.

También casi todos los inviernos se registran nevadas en la zona serrana, alcanzando mayor espesor de acumulación en las pampas de altura, donde el valor medio es del orden de 10-15 cm.

Datos muy limitados de la localidad de El Chacay (800 m.s.n.m.), inmediatamente al Sur de la cuenca, a la salida del sector serrano, en proximidades de la localidad de Las Albahacas, Fig. III.3.2), mostraron una temperatura media anual de 12,3; 12,7 y 13,7 °C para los años 1998, 1999 y 2002, respectivamente.

Para otra estación actualmente inactiva, localizada en proximidades de la localidad de Achiras (830 m.s.n.m.), a unos 45 Km al SO de la cuenca de estudio, las

temperaturas medias anuales entre el año 2000 y 2007 estuvieron mostraron valores entre 13,1 y 16,4 °C.

Finalmente, el registro de una estación meteorológica en Rodeo Viejo (660 m.s.n.m.), ubicada a unos 15 Km al SE de la localidad de Las Tapias (Fig. III.3.2) mostró temperaturas medias anuales entre 13,4 y 15 °C para el periodo 2000-2007.

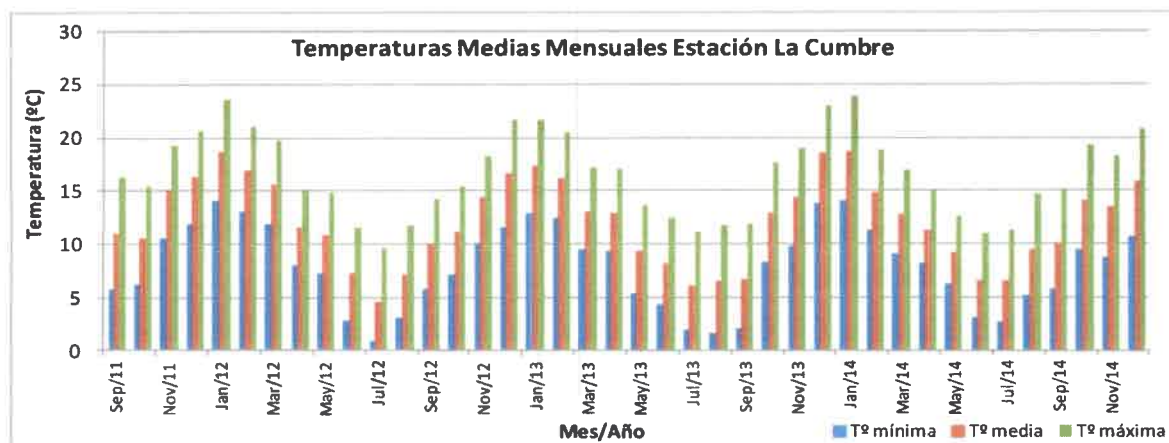


Figura III.3.15. Temperaturas medias mensuales (mínima- media-máxima) registradas en estación La Cumbre.

III.1.2.3 - Vientos

Las velocidades del viento registradas en la estación La Cumbre, mostraron muy poca variación en sus valores medios mensuales mínimos (18,6 a 24,3 km/h), siendo en general los meses que registran menores velocidades diciembre a abril. Los valores medios mensuales máximos por su parte, variaron entre 34,3 y 45,2 Km/h, y se registran entre los meses de mayo a octubre (Fig. III.3.16), registrándose datos puntuales de hasta más de 95 Km/h.

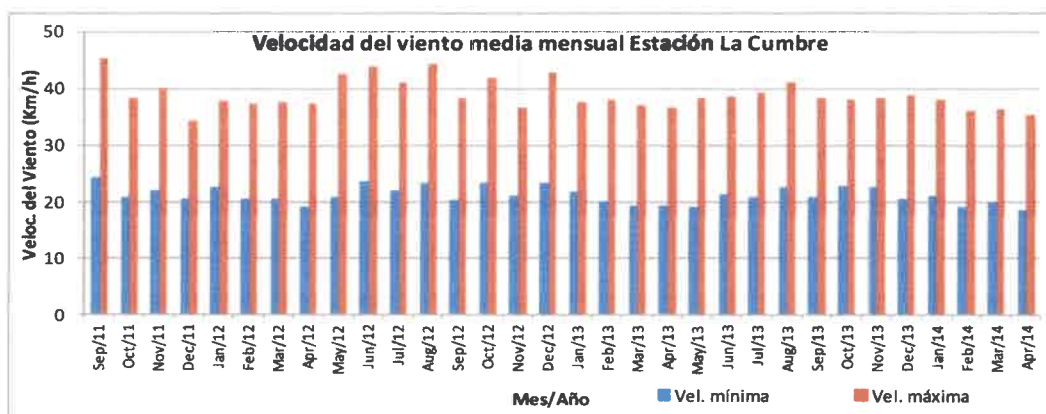


Figura III.3.16. Velocidades del viento medias mensuales (mínima-máxima), estación La Cumbre.

III.1.2.4 - Análisis comparativo de datos del sector serrano y pedemontano

La Figura III.3.17 compara los totales mensuales de lluvia entre las estaciones La Cumbre (sector serrano) y Las Tapias (pedemonte), contando para esta última con los datos disponibles hasta marzo de 2014 en la web de la SSRH. Con el registro disponible hasta el momento no es posible observar una distribución espacial clara de las precipitaciones, ya que aproximadamente la mitad de los meses han mostrado mayores totales mensuales en el sector serrano y la otra mitad en el pedemonte. Las mayores diferencias se han producido en noviembre/2011 con 67,6 mm más en el pedemonte, y en noviembre/2012 y febrero/2014, con 68,2 y 88,7 mm más en el sector serrano, respectivamente. Entre los meses de mayo y agosto estas diferencias son menores a los 8 mm entre ambas estaciones.

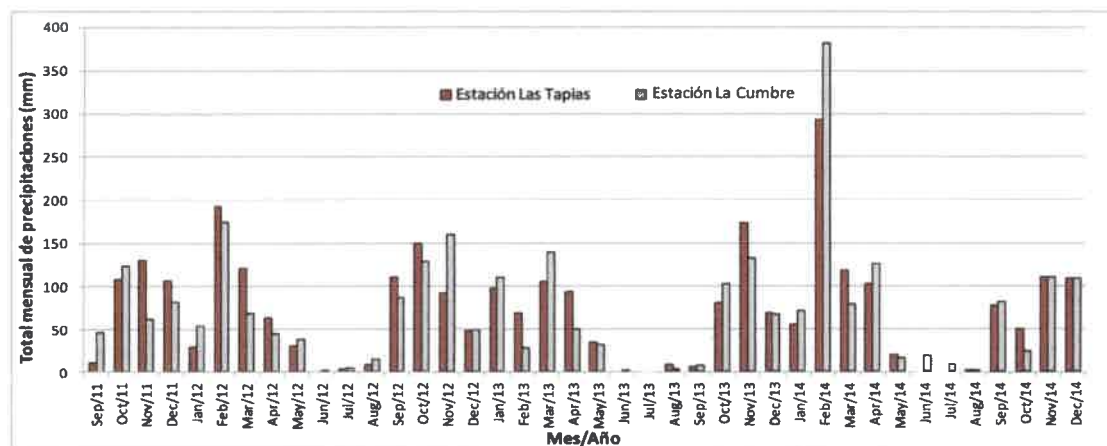


Figura III.3.17. Comparación del total mensual de precipitaciones entre la estación La Cumbre (sector serrano) y la estación Las Tapias (SSRH, sector pedemonte), septiembre/2011 a diciembre/14.

La comparación de otro periodo de años en común se presenta en la Figura III.3.18, donde no están los datos de enero y febrero de la estación Las Tapias debido a la discontinuidad en su registro. A pesar de los limitados datos disponibles desde puestos del sector serrano, los totales anuales de precipitación permiten observar que el año 2008 registró un valor notablemente menor en el pedemonte (628,5 mm serie *Las Tapias*, sin enero y febrero, y 628 mm en *puesto Ferreyra*), comparado con el sector serrano (1067 mm, *puesto Vilchez*), es decir, más de 400 mm de diferencia. Los años 2009 y 2010 mostraron un comportamiento contrario, con diferencias en el orden de los 100-200 mm, y las mayores precipitaciones se dieron en el sector pedemontano (929 y 830,5 mm, respectivamente, serie *Las Tapias*), mientras que en el serrano fueron de 701 y 715, respectivamente (*puesto Vilchez*).

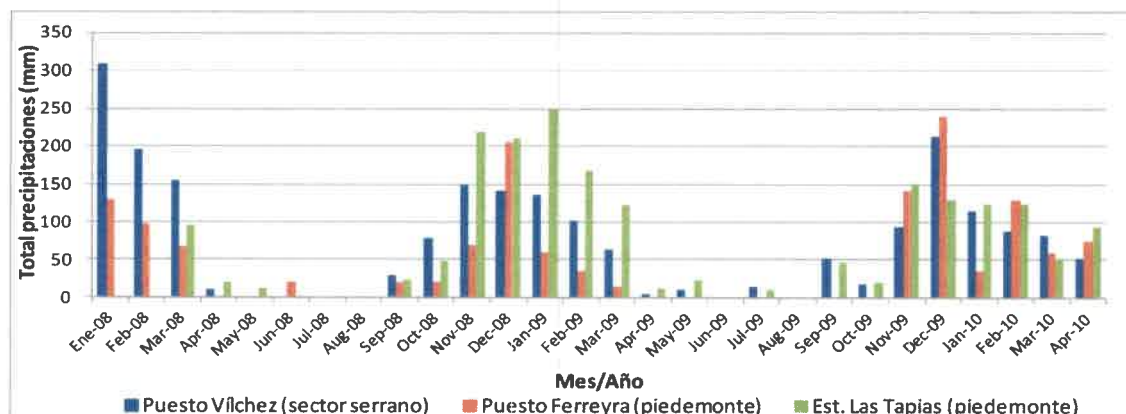


Figura III.3.18. Comparación del total mensual de precipitaciones entre puesto Vilchez (sector serrano), puesto Ferreyra (pedemonte) y estación Las Tapias (pedemonte, SSRH), periodo enero/08 – abril/10 (enero y febrero de 2008 no dispone de registros en estación Las Tapias).

Por otra parte, comparando los dos valores de totales medios anuales de los registros pluviométricos de la estación Comechingones (1184 mm para el periodo 1985-1991 y de 898 mm para 1994-1998, González, 2002), se observa que en el pedemonte estos valores medios anuales fueron de 1016,6 mm para 1985-1991 (estación Los Chañares) y de 925,2 mm para 1994-1998 (estación Las Tapias).

Esta distribución en las series de lluvias, que en algunos periodos muestra mayores precipitaciones en el sector pedemontano, puede explicarse en parte por el efecto de barrera orográfica que ejerce la Sierra de Comechingones para tormentas o frentes que provienen desde el Este-Sudeste.

También debe resaltarse que para el sector serrano por ejemplo, son comunes durante los inviernos, temperaturas muy bajas y precipitaciones níveas, que se traducen en una mayor recarga de los acuíferos alojados en el medio fracturado, contribuyendo al caudal base de los cursos de la cuenca.

Finalmente, respecto a las temperaturas del sector serrano, los registros de valores absolutos mínimos y máximos son muy similares en las estaciones Comechingones (1994-1998) y La Cumbre (2011-2014), manteniéndose también las mínimas temperaturas durante los meses de junio y julio y las máximas en diciembre y enero. Comparadas con los valores del pedemonte, disponibles sólo para cuencas vecinas (El Chacay, Rodeo Viejo, Achiras), y para periodos muy limitados, no coincidentes incluso con los registros serranos, las temperaturas del sector serrano mostraron valores medios anuales algo menores, esto acorde a la disminución de las mismas con la altura. La amplitud térmica diaria es superior en el ambiente serrano.

III.2 - LA VEGETACIÓN Y EL USO ACTUAL DEL SUELO EN LA CUENCA

III.2.1 - Características de la vegetación

La flora del paisaje serrano está compuesta por más de 600 especies, la mayoría de las cuales presenta características estructurales xeromórficas debido a que es crítico el mantenimiento del equilibrio hídrico, por el escaso desarrollo de suelos y elevado escurrimiento. El 80% de la superficie serrana está dominada por pastizales naturales mientras las fisonomías arbóreas-arbustivas están restringidas a una estrecha franja en la base del paisaje (Kraus *et al.*, 1999). Existen algunos sectores bajos, que frecuentemente constituyen áreas de nacientes de arroyos, donde además se almacena el agua en épocas de lluvia, que presentan una característica vegetación de vegas o mallines, con suelos orgánicos, en las que las plantas herbáceas están adaptadas a condiciones de anegamiento, formando un césped que se mantiene verde todo el año. Se destacan el "pasto horqueta" (*Paspalum notatum*), "carda" (*Eryngium agavifolium*), "eleocharis" (*Eleocharis dombeyana*), "cola de zorro" (*Polypogon elongatus*), "junco" (*Juncus microcephalus*) y "paraguaita" (*Hydrocotyle bonaeriensis*).

Un mapeo a escala 1:20.000 de las unidades de vegetación natural, basado en sus características fisonómico-estructurales, fue desarrollado en varias localidades del sector serrano en el Dpto. Río Cuarto, y específicamente dentro de la cuenca del río Las Cañitas, para la subcuenca del río La Tapa (Suarez, 1992 y 1993). Estos trabajos utilizaron fotos aéreas del año 1970 para la construcción del mapa base, y como trabajo de campo realizaron censos fisonómico-estructurales, tomando además datos de altitud, pendiente, exposición, orientación y posición topográfica, construyendo de este modo perfiles de vegetación. Se detectaron cuatro unidades de vegetación: **Bosque, Estepa Arbustiva, Estepa Herbácea y Pradera**; las tres primeras divididas en variantes de acuerdo a las clases de altura y grado de cobertura.

La unidad **Bosque** está muy limitada a los sectores próximos a cursos fluviales, y en ella domina la vegetación leñosa. Puede dividirse en cinco variantes: **Bosque Alto continuo, Bosque Alto abierto, Bosque Bajo continuo, Bosque Bajo abierto y Bosque Bajo disperso**.

La **Estepa Arbustiva** se ubica en zonas rocosas, entre los 800 y 1000 m de altitud. El dominio fisonómico en esta unidad corresponde a leñosas inermes, inferiores a los 2 m de altura. De acuerdo a los porcentajes de cobertura que presenta

la clase de altura, que varía desde 1 a 2 m, se define la presencia de 2 variantes: **Estepa Arbustiva continua** y **Estepa Arbustiva abierta** (Suarez, 1992 y 1993):

La **Estepa Herbácea** por su parte, presenta dos variantes: a) **Estepa Herbácea continua**, con dominio fisonómico de herbáceas, se caracteriza por una cobertura de especies gramíneas por encima del 20%, acompañadas por algunas leñosas bajas y una cobertura de roca superior al 30%. Ocupa amplias superficies por encima de los 800 m de altitud; y b) **Estepa Herbácea dispersa**, se encuentra por encima de los 900 m de altitud, y se ubica exclusivamente sobre sustrato granítico, en grietas existentes en la roca. Son especies gramíneas inferiores a los 15 cm de alto y su cobertura es menor al 20%.

Finalmente, la **Pradera** no posee límite altitudinal, y responde a un sustrato con suelo incipiente y alta humedad (muy limitada a valles). Existe dominio fisonómico de vegetación herbácea gramínea, inferior a 15 cm de altura y con cobertura superior al 60%. La vegetación leñosa, cuando está presente, es menor a 1 m en altura, y su cobertura no supera el 20%.

Las unidades descriptas se intercalan en su distribución, constituyendo una matriz heterogénea del paisaje serrano, lo cual no coincide con los característicos "pisos de vegetación" descriptos por otros autores. La altitud es el factor que actúa predominantemente sobre la distribución de la vegetación, al que se suman otras características ambientales del orden litológico, geomorfológico y climático.

Suarez (1993) ya observa cambios entre la fecha de toma de las fotografías aéreas (1970) y su recorrida de campo, por ejemplo, la desaparición del Bosque Alto Continuo, la reducción de la superficie ocupada por el Bosque Bajo, y una marcada influencia antrópica en todas las unidades.

Por otra parte, Correa (1997) reconoce cuatro comunidades vegetales a partir de la combinación de grupos florísticos. Las comunidades **Bosque de Molles**, **Bosque de Cocos** y **Bosque de Espinillos con Carquejilla**, esta última más pobre florísticamente en relación a las demás, se corresponden con las variantes Bosque Alto continuo, Bosque Alto abierto y Bosque Bajo disperso, respectivamente. Por otra parte, la comunidad **Bosque de Espinillos con Tala** está constituida por especies relevadas en las variantes Bosque Bajo continuo y abierto. En todos los casos hubo coincidencia de las especies dominantes en las comunidades y en las variantes.

Vischi *et al.* (1999) relacionaron las cuatro comunidades presentes en el Bosque Serrano con variables edáficas. A las muestras de suelo se determinó el contenido de materia orgánica y se realizó el análisis textural mediante tamizado,

determinando las fracciones arena gruesa, arena fina, limo y arcilla. Como resultado del análisis de correlación canónica los grupos florísticos fueron distribuidos en un diagrama de dispersión con los ejes de contenido de materia orgánica, proporción de arena fina y proporción de arcilla en el suelo.

Finalmente se desea resaltar que la vegetación del área serrana cumple un rol importante en el funcionamiento de los sistemas fluviales de la región ya que interviene activamente en la regulación de caudales, evitando la generación de importantes picos de crecidas. Sin embargo, en las últimas décadas, esta función reguladora ha disminuido considerablemente, en la medida que se intensifica la degradación de la cubierta vegetal por efecto de talas, fuego y sobrepastoreo, lo que potencia los procesos de erosión hídrica y sus consecuencias. Es común la generación de incendios, la mayoría de las veces intencionales, lo cual trae consecuencias negativas, entre ellas la pérdida de biodiversidad, erosión de suelos, aporte de carga en suspensión a ríos y arroyos, etc.

Con relación al sector pedemontano, es muy notable la modificación que ha generado el hombre en este ambiente. Bianco *et al.* (1987) y Kraus *et al.* (1999), resaltan en sus trabajos efectuados para el Suroeste de la provincia de Córdoba, que los algarrobos blancos (*Prosopis alba*) y negro (*Prosopis nigra*), son muy escasos en la actualidad, debido a la tala a la que fueron sometidos. El desmonte favorece la invasión de chañar (*Geoffroea decorticans*) y tala. Entre los arbustos se destacan el "poleo" (*Lippia turbinata*) y el "palo amarillo" (*Aloysia gratissima*) y entre las gramíneas el "pasto horqueta".

La degradación a la que se ve sometida la vegetación nativa y el alto grado de laboreo de la tierra, en un relieve fuertemente ondulado, donde dominan los Hapludoles y Haplustoles típicos desarrollados sobre materiales loésicos, disminuye la retención de agua en los suelos y acelera los procesos de erosión hídrica y la llegada de agua y sedimentos a los cursos colectores.

III.2.2 - Uso actual del territorio

Se analizó en este apartado el uso del territorio en la cuenca bajo estudio en términos de la presión ejercida sobre las diferentes unidades de paisaje. Como se comentó en las hipótesis del trabajo, la sensibilidad de un paisaje está condicionada por sus características naturales (litología, geomorfología, tipos de suelo, vegetación) y

puede verse modificada por intervenciones humanas, tales como cambios en el uso de la tierra, provocando alteraciones en el comportamiento de un sistema fluvial.

La Figura III.2.1 presenta un mapa con las unidades de uso del territorio distinguidas para la cuenca bajo estudio, las que son descriptas a continuación:

Ganadero extensivo: Se desarrolla en gran parte del sector serrano de la cuenca, y especialmente en las pampas de altura, favorecido gracias al mayor grado de desarrollo del suelo y la importante cobertura de pastizales. El ganado es principalmente vacuno y, en menor medida, caprino y ovino, estos dos últimos limitados a las proximidades de los puestos rurales. Dentro del sector serrano se aprovechan especialmente los sectores de valles más amplios, con pasturas naturales.

Forestal: Si bien es común el desarrollo de esta actividad en diferentes partes de las sierras cordobesas, se encuentra muy limitado en la cuenca de Las Cañitas, siendo destacable un emprendimiento localizado en la margen izquierda del A° Alto Lindo.

Minero: Se ubican en la cuenca pequeños emprendimientos de explotación de cuerpos pegmatíticos o vetas de cuarzo. Las actividades se concentraron hasta mediados del 2013 en proximidades de la estación limnigráfica del río Las Tapias. Poseen varios frentes de explotación del orden de 20-30 metros, y un sector de molienda primaria y secundaria. Se desea resaltar aquí que la falta de control sobre esta actividad por parte de las autoridades ambientales ha llevado a que se dispongan escombreras próximas al cauce del río, unas de las cuales se encuentra a escasos metros del mismo, con lo que se ve favorecido el aporte de sedimentos durante las lluvias y crecidas.

Aproximadamente desde fines del 2013 se ha iniciado la extracción de áridos en el sector pedemontano, en el cauce del río Las Cañitas.

Mixto con predominio ganadero: En todo el sector pedemontano más próximo a las sierras el uso principal de la tierra se asocia principalmente a la actividad ganadera vacuna, con un pequeño porcentaje de ganadería caprina. Se destaca una significativa cantidad de lotes destinados a pasturas de invierno para el ganado. Los lotes dedicados a la agricultura lo hacen con el maíz y la soja. Dentro de esta unidad pueden diferenciarse dos sectores: uno bien próximo a la sierra, localizado entre los ríos La Tapa y Las Tapias, previo a su confluencia, donde es común la intercalación de afloramientos rocosos entre los sectores trabajados, y otro, localizado al Este del río Las Tapias, donde los lotes son de mayores dimensiones y los afloramientos rocosos están prácticamente ausentes. Cabe destacarse que en el primer sector mencionado

son comunes las prácticas de conservación de suelo en los lotes cultivados, donde se siembra siguiendo las curvas de nivel.

Turístico-Recreativo: Este uso está asociado a los atributos paisajísticos de la cuenca, las características de sus cursos de agua, y a la riqueza en su flora y fauna. Actividades como senderismo, mountain bike, campamento, travesías en 4x4, pesca, etc. son actividades con limitado grado de desarrollo, pero que tienden a ir en incremento en la cuenca. Si bien existen localidades turísticas cercanas, las cuales sobre todo en los últimos años han mostrado un importante crecimiento en el turismo, tal es el caso de la villa de Alpa Corral, las restricciones a este tipo de uso en la cuenca de Las Cañitas se deben a aspectos de infraestructura básica (accesos hacia el sector serrano que no están en buenas condiciones, no existe disponibilidad de alojamiento, etc.).

Cabe resaltar aquí que la finalización del tramo asfaltado de la Ruta Prov. N° 23 (El Esquinazo-Alpa Corral) ha incrementado notoriamente el paso de turistas que se dirigen a la localidad de Alpa Corral por el río Las Cañitas, lo cual da a este sitio alta potencialidad de desarrollo turístico.

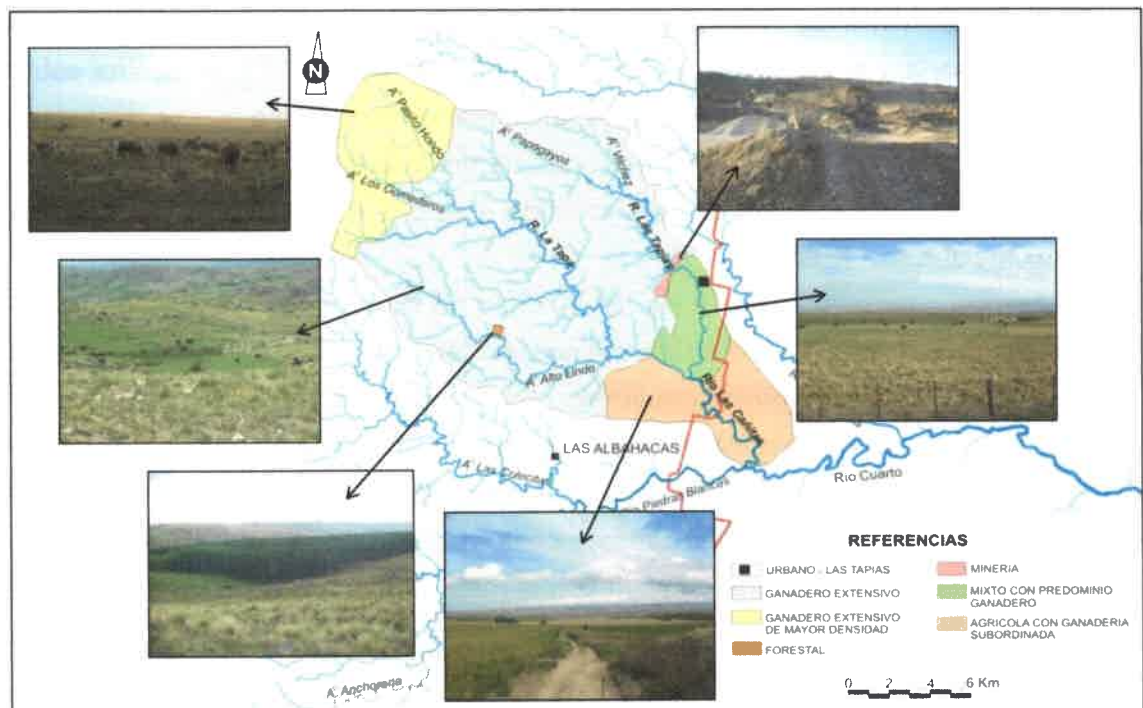


Figura III.2.1. Mapa de usos del suelo cuenca río Las Cañitas.

Agrícola con ganadería subordinada: Este uso es el más representativo arealmente dentro del sector pedemontano de la cuenca. Se presenta al Oeste del tramo final del río La Tapa y del río Las Cañitas, como así también al Este de este último, extendiéndose hasta las divisorias de agua de la cuenca. Los suelos en esta unidad tienen aptitudes agrícolas, y los principales cultivos son maíz y soja. La ganadería se practica en forma limitada y corresponde a escasos lotes con ganado vacuno y a la cría de ganado caprino y ovino en corrales.

Urbano: Se limita al pequeño poblado de Las Tapias, localizado sobre la Ruta Prov. N° 23.

III.3 - CONTEXTO GEOLÓGICO

Como se señalara precedentemente, la cuenca del río Las Cañitas se desarrolla en el sector centro-sur de la Sa. de Comechingones y su piedemonte oriental, y por lo tanto presenta las características geológicas típicas de los ambientes pampeanos serranos y periserranos, tal como se muestra en el mapa de la Figura III.3.1 y se describe a continuación:

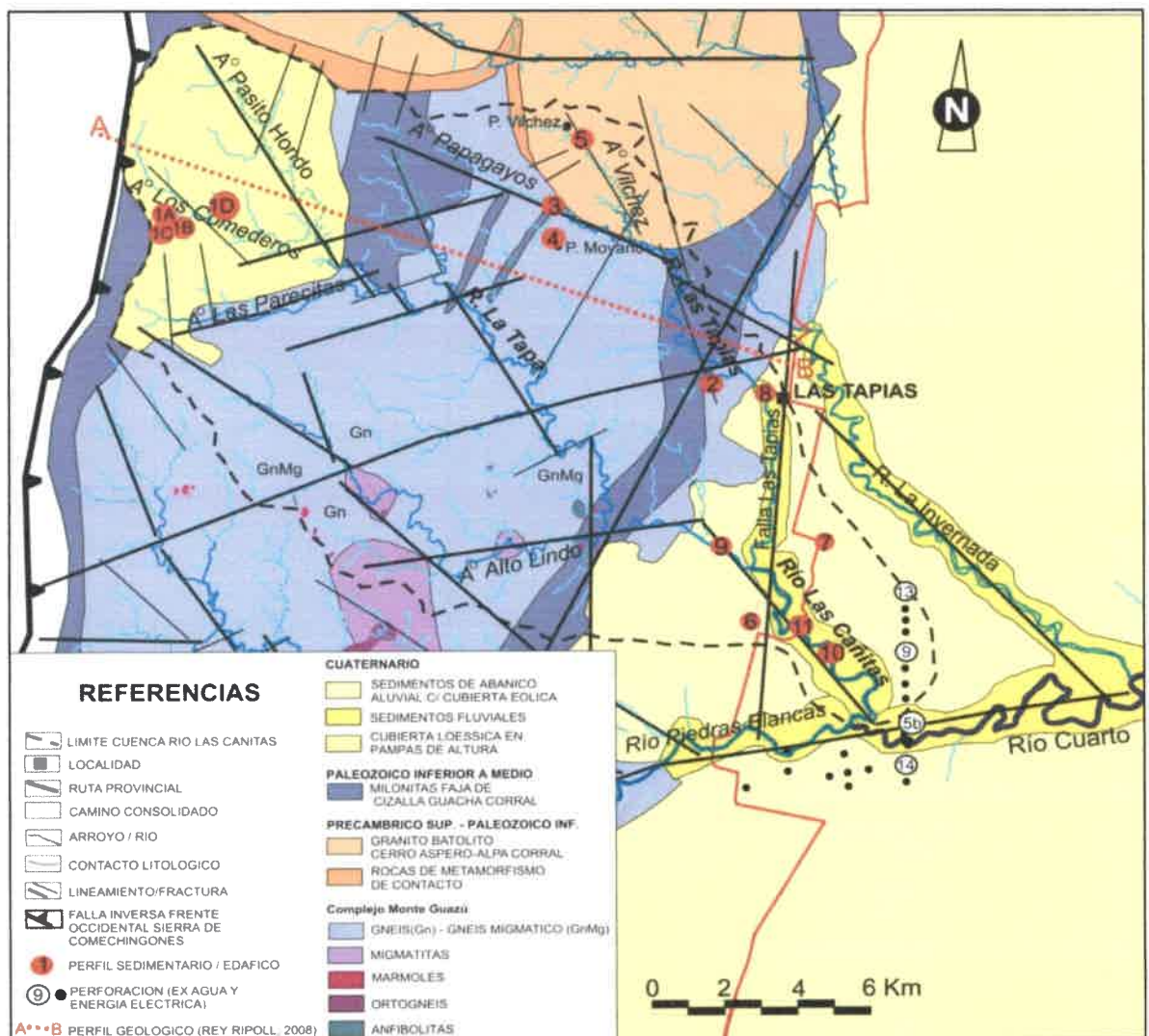


Figura III.3.1. Mapa geológico de la cuenca del río Las Cañitas (modificado de Fagiano, 2007 y Rey Ripoll, 2008).

III.3.1 – ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la cuenca básicamente se conforma de un basamento cristalino de edad precámbrica superior – paleozoica inferior y de sedimentos de edad cuaternaria.

III.3.1.1 - *Basamento cristalino Precámbrico superior-Paleozoico inferior*

En la cuenca alta del río Las Cañitas afloran rocas metamórficas del Complejo Monte Guazú y milonitas pertenecientes a la faja de cizalla Guacha Corral. Un pequeño sector ubicado al Norte-Noreste de la cuenca está conformado por rocas graníticas del plutón Alpa Corral.

La descripción litológica-estructural del área de estudio fue basada fundamentalmente en los trabajos de Pinotti *et al.* (2002), Fagiano (2007) y Rey Ripoll (2008) y reconocimiento de campo. Como puede observarse, un importante porcentaje del área serrana corresponde al denominado Complejo Metamórfico Centro-Oriental (Rey Ripoll, 2008), unidad que puede asociarse al **Complejo Monte Guazú** definido por Otamendi (1995) y Otamendi *et al.* (1996), y descripto también por Fagiano (2007) inmediatamente al Sur del área estudiada. Las rocas más abundantes dentro de este complejo son migmatitas estromatíticas, con intercalaciones de gneises tonalíticos biotíticos y escasos bancos de anfibolitas.

Esta unidad se extiende también hacia el ambiente de pampas de altura, donde los afloramientos son escasos y presentan una foliación más o menos marcada en dirección NO-SE (Rey Ripoll, 2008).

La estructura estromatítica de las migmatitas está bien desarrollada, dada por la alternancia de capas leucocráticas (leucosomas), otras de coloración intermedia (mesosomas) y finas capas melanocráticas (melanosomas). El bandeo es bastante uniforme, aunque en algunos casos las capas se deforman y pliegan. Fagiano (2007) reconoce en el ámbito de la cuenca Las Cañitas, cuerpos de rocas migmatíticas en la subcuenca del A° Alto Lindo, y delimita al Sur de la cuenca, en el sector de la divisoria de aguas, afloramientos de ortogneises tonalíticos y granodioríticos, en forma de pequeños cuerpos ovoides a lentiformes (Fig. III.3.1).

Además describe cuerpos elongados de anfibolitas, tabulares a ovoides, que se localizan en el sector central de la cuenca fundamentalmente. También se reconocen vetas de cuarzo hidrotermal concordantes o discordantes con la roca de caja, cuya potencia en general varía entre 2 y 3 m. Son comunes en el área cuerpos pequeños a

medianos de pegmatitas graníticas simples concordantes con las metamorfitas. Pequeños cuerpos de mármol se localizan en proximidades de la unión del río La Tapa y el A° Alto Lindo (Fig. III.3.1).

Las paragénesis observadas en el Complejo Monte Guazú se corresponden con un metamorfismo de grado medio a alto. La foliación metamórfica regional se manifiesta como una estructura planar penetrativa paralela al bandeo composicional de las migmatitas y gneises, y es definida como S_2 (Fagiano *et al.*, 2004; Fagiano, 2007). Los rumbos de la misma varían entre N300° a N350° y N20° a N50°.

El complejo está afectado en mayor y menor medida por la deformación asociada a la **Faja de Cizalla Guacha Corral**.

Rey Ripoll (2008) realizó un perfil geológico-estructural-metalogenético de dirección aproximada E-O, que atraviesa gran parte del sector serrano de la cuenca en estudio (Figs. III.3.1 y III.3.2). En el sector Oeste se encuentra la Faja Occidental de la zona de cizalla de Guacha Corral (FOccGC), donde los afloramientos rocosos son discontinuos y aislados, presentando un aspecto lajoso. Estas rocas poseen una alta tasa de deformación con rumbo N-S y buzamiento promedio de 25° al Este. Alternan protomilonitas y gneises tonalíticos, caracterizados en detalle en Rey Ripoll (2008). La Faja Central del Guacha Corral (FCeGC) se caracteriza por la presencia de protomilonitas con estructura principalmente N-S y buzamiento 30° al Este, las cuales hacia el Este se intercalan con pequeñas fajas paralelas de migmatitas y gneises. Finalmente, en la denominada Faja Oriental del Guacha Corral (FOrGC), las rocas muestran una disposición N 0-30° E y buzamiento 40° al Este. Dentro de esta faja dominan las milonitas en el sector oriental y las protomilonitas y filonitas en el occidental. Las dos primeras son rocas similares a las de la FOccGC, mientras que las filonitas se presentan en forma de cuñas concordantes con las rocas circundantes, de espesor menor a 3 m.

A escala regional y hacia el Sur, la Faja de Cizalla Guacha Corral se resuelve en tres fajas principales y otras secundarias de menor escala y variadas dimensiones, generando un patrón anastomosado.

Por otra parte, y como se citó anteriormente, una pequeña área al Norte de la cuenca se desarrolla sobre el **plutón Alpa Corral** (Fig.III.3.1). Este cuerpo de 50 Km² posee forma aproximadamente circular, con un diámetro de 8 Km, y constituye la parte Sureste del batolito Cerro Áspero. La Figura III.3.3 muestra el contacto entre el plutón Alpa Corral y las rocas metamórficas, en proximidades del A° Papagayos. Comprende una unidad central (que representa el 93% de los afloramientos del plutón) y otra externa,

siendo neto el contacto entre ambas (Pinotti *et al.*, 2002). La unidad central consiste de un granito biotítico porfírico, de grano grueso y coloración rosada. Posee fenocristales de microclino y abundantes pequeños enclaves máficos de grano fino, compuestos de biotita y variables porcentajes de plagioclasa y minerales accesorios (apatita, circón, fluorita). El tamaño de grano en esta unidad decrece y se hace texturalmente más heterogéneo cerca de los bordes del plutón, en una zona de decenas de metros de ancho.

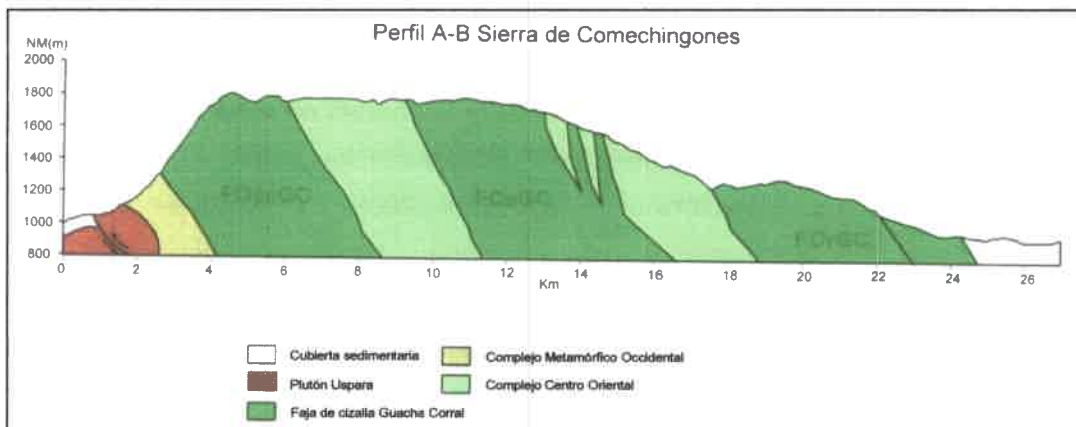


Figura III.3.2. Perfil geológico O-E en Sa. de Comechingones (Rey Ripoll, 2008).

La unidad externa se presenta como cuerpos subhorizontales tabulares y rugosos en las porciones superiores del plutón, o como un anillo prominente emplazado entre las rocas metamórficas y la unidad central. Las estructuras subhorizontales están rellenas por diques aplíticos y pegmatíticos. La unidad se compone de un leucogranito inequigranular, rico en fluidos volátiles magmáticos tardíos, evidenciado por cavidades miarolíticas y zonas de greisen. El tamaño de grano es medio a grueso, con fenocristales rosados de feldespato alcalino en una matriz de minerales félsicos y biotita. Los accesorios más frecuentes son circón y apatita (Pinotti *et al.*, 2002).



Figura III.3.3. Contacto entre rocas metamórficas y el plutón Alpa Corral en proximidades del puesto Moyano (Fig. III.3.1).

En el piedemonte, los afloramientos de basamento cristalino son aislados, y el mismo ha sido alcanzado en perforaciones realizadas por la ex empresa Agua y Energía

Eléctrica (1967b), entre los 55 y 130 m de profundidad (P5bis y P13, Figs. III.3.19 y III.3.21, respectivamente), donde se lo describe como un gneis biotítico o gneis micáceo, con diferente grado de alteración, en algunos casos con inyecciones de cuarzo.

III.3.1.2 - Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios en la cuenca afloran principalmente en el área de **pedemonte** y en las **pampas de altura** y, secundariamente en los valles serranos. La mayor distribución y los mayores espesores se encuentran en el área pedemontana y están representados por sedimentos aluviales y coluviales de variada granulometría que, en general, representan importantes ciclos de agradación controlados por oscilaciones climáticas y eventos neotectónicos (Degiovanni, 2008; Sagripanti *et al.*, 2001, entre otros), y por materiales eólicos que en parte fueron retransportados por flujos hiperconcentrados encauzados y no encauzados, o por arroyada difusa. Toda esta secuencia está incidida por la red de drenaje actual.

En las pampas de altura se encuentran sedimentos cuaternarios relícticos que probablemente hayan ocupado grandes extensiones durante el Cuaternario. En estos sectores, las metamorfitas están cubiertas por materiales de origen eólico (loésicos) de moderado a reducido espesor (como máximo localmente alcanza los 4-5 m), los cuales en varios sitios se preservan en posición original, y no muestran evidencias de haber sufrido retransporte.

Por otra parte, sedimentos de edad cuaternaria conforman el relleno de los **valles serranos** y, en este caso son fundamentalmente de tipo coluviales, en general de limitado espesor, y representan eventos de variada energía. Subordinadamente se reconocen secuencias aluviales.

A continuación se presenta la descripción de 14 perfiles estratigráficos (Figs. III.3.4 a III.3.17) y datos de 4 perforaciones realizadas por Agua y Energía Eléctrica de la Nación (1967b), para el proyecto de presa Tincunaco (Figs. III.3.18 a III.3.21).

PERFILES N° 1A, 1B y 1C

Localización: Pampas de altura, expuestos en una cárcava localizada aproximadamente 600 m al Este del vado sobre A° Los Comederos, separados entre sí aproximadamente 30 m (Fig. III.3.1).

Descripción:

La unidad I, de geometría tabular y espesor variable entre 1 y 1,50 m, está conformada por materiales franco limosos, con escasas gravas finas dispersas y, en general, masivos, aunque localmente presentan una laminación horizontal a subhorizontal muy débil (Fig. III.3.4 A y D). Su coloración es pardo clara (7,5YR 6/4) y se encuentra bioturbada (fundamentalmente por actividad radicular) lo que le otorga una porosidad secundaria. En la Figura III.3.4-B puede apreciarse un detalle de esta unidad y el sector donde se obtuvo una muestra para su datación mediante OSL. La edad reportada es $23,0 \pm 2,25$ ka AP.

Hacia arriba y mediante contacto neto se dispone la unidad II, formada por materiales predominantemente franco arcillosos, de potencia variable entre 2,5 y 1 m, donde se destacan estructuras de corte y relleno, cuyas dimensiones son del orden de 3 - 5 m de ancho y 1 - 1,5 m de profundidad (Fig. III.3.4 A y D). En algunos sectores esta unidad exhibe laminación entrecruzada en artesa, formada por la migración de megaóndulas de muy poca altura, mientras que en otros se observan estructuras de corte y relleno limitando materiales arcillosos finamente laminados (Fig. III.3.4-C). La coloración varía desde parda clara (10YR 6,5/4) en la base de la secuencia a parda oscura (7,5YR 4/2) hacia el techo.

La unidad II, y en algunos sectores también involucrando el techo de la subyacente unidad I, muestra rasgos de pedogénesis muy marcada, donde se han reconocido los siguientes horizontes: 2Bt1, 2Bt2, 2Btk1, 3Btk2, 3BCkm y 4BC (Perfil 1C, Fig. III.3.5). Descripciones de campo, análisis granulométricos y de propiedades físico-químicas de sus horizontes serán presentadas en el apartado "Suelos" de este capítulo de Tesis.

Cubriendo la unidad II se observa un fino nivel de calcretos, discontinuo, y grietas rellenas de carbonato que atraviesan, también de manera discontinua, las unidades I y II. Estos calcretos, en general, tienen un espesor del orden de los 2 cm, observándose marcadas variaciones laterales en su distribución/preservación. En el perfil 1B (Fig. III.3.4 D y C) se observa una alta frecuencia de grietas/discontinuidades rellenas de carbonatos, con espesores que superan los 10 cm en algunos casos, mientras que a pocos metros, en el perfil 1A (Fig. III.3.4-A), se presentan en láminas más delgadas y discontinuas. Al microscopio, este calcreto está constituido por una masa micrítica que incluye material loessoide generando un patrón de distribución porfírica, y presenta abundantes ooides de bordes algo difusos (Fig. III.3.6). Los poros y vesículas son abundantes y están distribuidos uniformemente. No se observan recubrimientos texturales (cutanes-barnices). La datación por C14 de estos calcretos arrojó una edad de 4180 ± 80 años AP.

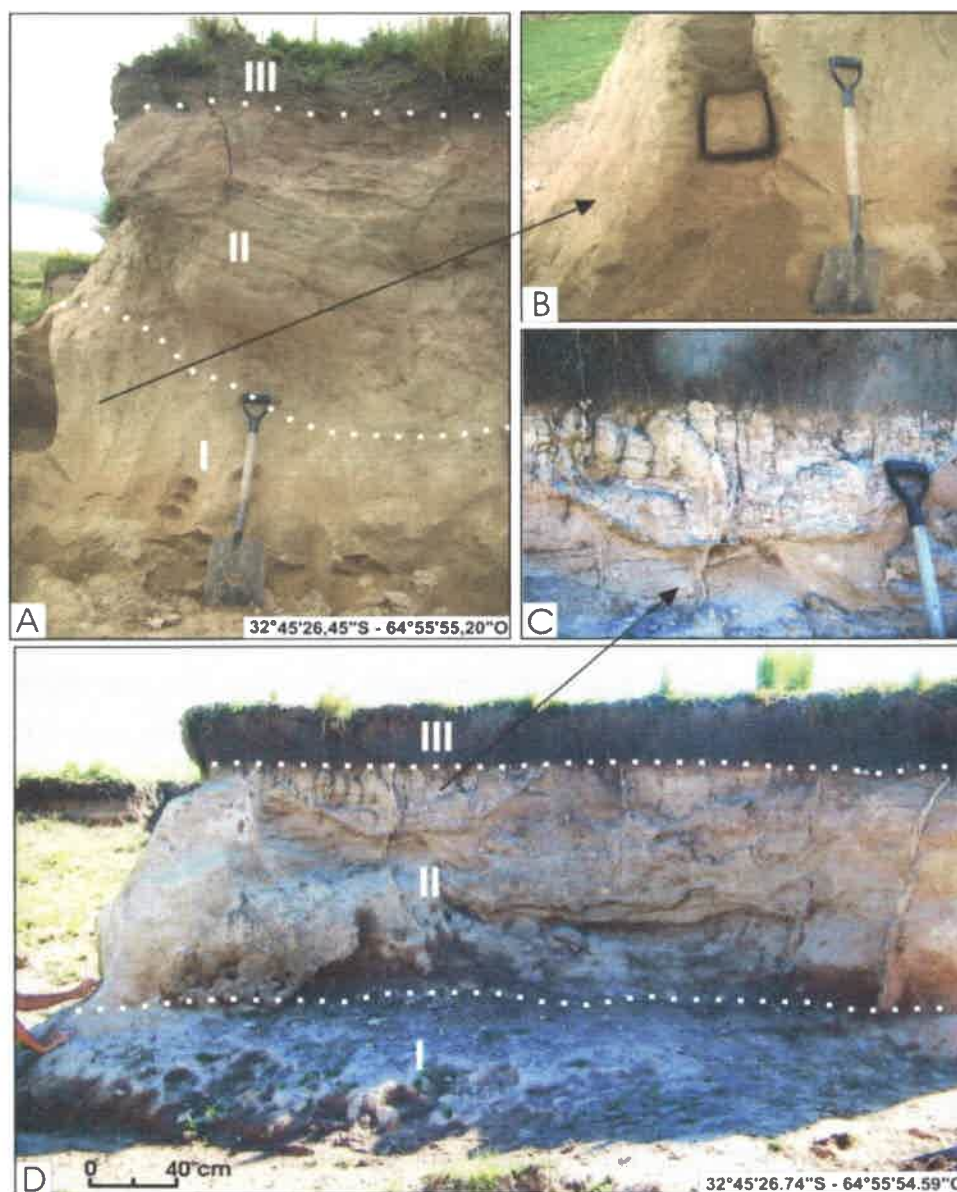


Figura III.3.4. a) Perfil 1-A, mostrando las tres unidades principales diferenciadas. Escala: pala 1.20 m. b) Detalle de los materiales de la unidad I. c) Detalle de paleocanal y grietas rellenas de carbonato presentes en la unidad II. d) Perfil 1-B, mostrando las tres unidades principales diferenciadas.

La unidad III, se dispone mediante contacto neto erosivo sobre la unidad II o sobre el nivel de calcretos cuando está presente. Constituye un paquete tabular de 0,30-0,40 m de espesor (Fig. III.3.4 A y D), formada por materiales franco limo arcillosos, de coloraciones 10YR 4/1 y 10YR 4/2, con abundantes raíces y algo de bioturbación. En esta unidad se identificaron dos horizontes edáficos, A y AB, cuyas propiedades se presentarán en el

apartado "Suelos". Para el horizonte A la mineralogía de la fracción arcilla se compone de illita, cuarzo y feldespato potásico.

Interpretación: Las secuencias basales de la unidad I se interpretan como depósitos loésicos o con mínimo retransporte subáctico local, depositados bajo condiciones áridas y frías.

Los niveles aluviales superiores (unidad II), indican incremento en la disponibilidad de agua y ocurrencia esporádica de flujos encauzados, que remobilizan localmente los materiales infrayacentes y los depositan en ambientes de baja energía. Esta secuencia representaría la transición hacia condiciones más benignas, cuyo clímax se asocia al desarrollo del paleosuelo en el techo de la unidad II. El importante grado de edafización observado en el mismo permite inferir un hiatus en el proceso de sedimentación de la unidad II, y un cambio hacia condiciones climáticas más cálidas y húmedas, tal como lo evidencia la presencia del paleosuelo con fuerte estructura, enriquecimiento en arcillas (interestratificados de illita/esmectica), presencia de recubrimientos (barnices), formación de óxidos de hierro, y alta acumulación de materia orgánica.

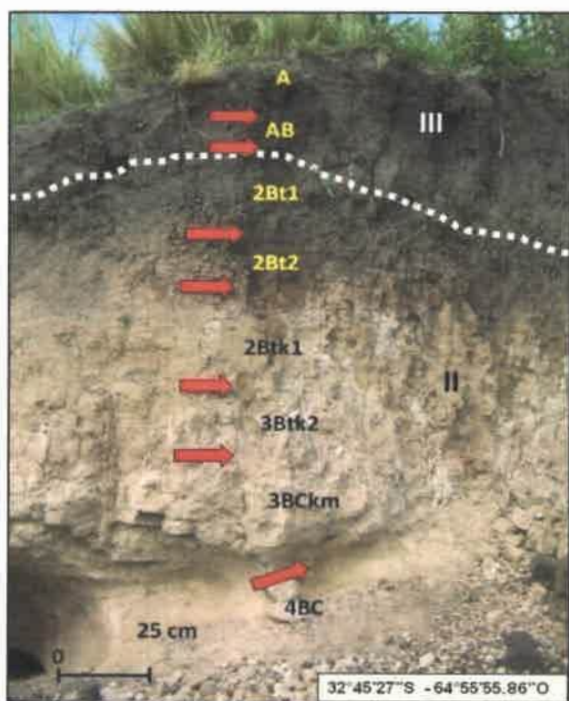


Figura III.3.5. Perfil 1C, mostrando dos de las unidades principales diferenciadas y los horizontes edáficos reconocidos.

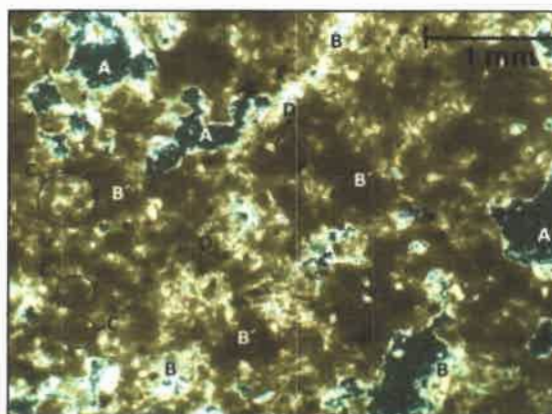


Figura III.3.6. Vista al microscopio de una muestra de calcreto (aumento 5x). A) Vesículas, B) Micrita, B') Micrita, sectores donde el corte delgado tienen mayor espesor, C) Ooides, D) Minerales de las unidades loésicas/loessoides.

Los horizontes cálcicos estarían indicando una disminución de la disponibilidad de agua en el suelo, lo que provoca la precipitación de carbonatos en las caras e interior de

los agregados, evidenciando una transición hacia condiciones más semiáridas-áridas, en la etapa final de desarrollo edáfico. La decapitación del horizonte A de este paleosuelo se vincula a procesos erosivos asociados a estas condiciones climáticas. Los materiales que constituyen la unidad III se han interpretado como depósitos loésicos (parcialmente retransportados) de un nuevo ciclo de sedimentación bajo condiciones áridas-semiáridas. El desarrollo del suelo actual se habría iniciado con el posterior mejoramiento de las condiciones climáticas, que implicaron un aumento de precipitaciones y de temperatura. Los procesos pedogenéticos afectan a los materiales de la unidad III y a los infrayacentes. Funcionalmente los horizontes A y AB forman parte de un suelo poligénico, que incluye a los horizontes del paleosuelo descripto.

PERFIL N° 1D

Localización: Pampas de altura (32°45'26.45"S- 64°55'31.65"O), expuesto en la margen derecha de un pequeño afluente del A° Los Comederos (Fig. III.3.1).

Descripción: La Figura III.3.7 muestra este perfil, donde se reconoció una sucesión de niveles aluviales. La secuencia, de 3 m de potencia, apoya sobre basamento cristalino y se inicia con un cuerpo de 0,90 m de espesor (Unidad I), geometría tabular, franco-arcilloso, con abundantes gravillas dispersas, de coloración pardo rojiza, en general masivo y muy bioturbado, y con pátnas de óxidos de Fe asociadas a conductos/canalículos de raíces. Hacia arriba y en contacto neto se disponen cuatro cuerpos tabulares, con límites internos transicionales, de 2,10 m de potencia total (Unidad II_{1,2,3,4}), arcillolimosos, masivos a groseramente laminados, bioturbados, de color pardo (Unidad II₁) a pardo oscuro hacia el techo (Unidad II_{2,3,4}), con presencia de barnices, y con mayor contenido de materia

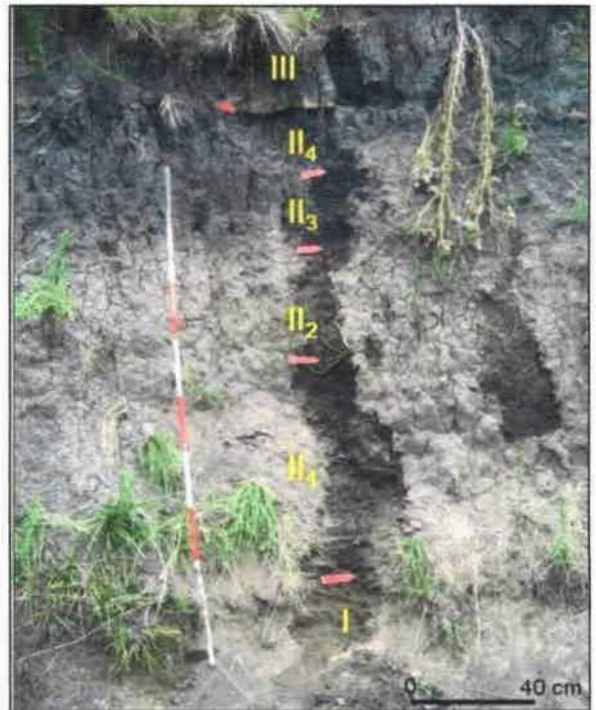


Figura III.3.7. Perfil 1D, mostrando las unidades y subunidades diferenciadas.

orgánica en el nivel II₄ respecto a los infrayacentes. Mediante contacto neto erosivo suprayace un depósito tabular (Unidad III) de 0,34 m de espesor, arcillo limoso, groseramente laminado, muy bioturbado, con alto contenido de materia orgánica, y color pardo oscuro, a excepción de su nivel basal de coloración parda clara/blanquecina, por la presencia de diatomeas. En algunos sectores la unidad está cubierta por 0,20 m de materiales sueltos, franco limoso arcillosos, pardo oscuros y con abundantes raíces.

Los resultados del análisis granulométrico y determinaciones de materia orgánica y carbono orgánico de las 7 muestras analizadas serán presentados en el apartado III.4 de este capítulo.

Interpretación: Considerando la posición topográfica-geomorfológica de este perfil y la información presentada se interpreta que la Unidad I corresponde a un depósito de flujo hiperconcentrado, de sedimentos loésicos/loessoides con alta participación de materiales provenientes del regolito. Los rasgos de bioturbación y contenido de materia orgánica indican incremento en el contenido de humedad post-depositación, que se hace más notorio en los niveles superiores del perfil. La Unidad II refleja pulsos de sedimentación en ambientes subácueos, de circulación restringida y alta actividad biológica. Los materiales provendrían, principalmente, de remobilización local (procesos aluviales y coluviales) de los sedimentos loésicos/loessoides que cubrían el basamento cristalino y secundariamente, podrían corresponder a sedimentos eólicos alóctonos. El incremento de materia orgánica hacia el techo, permite inferir que las condiciones climáticas paulatinamente se tornaron más benignas, como además lo atestiguan los rasgos de pedogénesis descritos, que indicarían la presencia de horizontes B argílicos y A muy ricos en humus. La discordancia en la base de la Unidad III, muestra un episodio erosivo de baja energía y posteriormente la reinstalación de condiciones de circulación restringida (lénticas) donde se desarrollaron niveles diatomíticos, y se sedimentaron materiales muy finos en un medio de mucha actividad biológica. Actualmente toda la secuencia funciona como un suelo poligénico.

PERFIL N° 2

Localización: Margen derecha del río Las Tapias (32°48'12.80"S - 64°46'34.54"O), salida del sector serrano (Fig. III.3.1).

Descripción: En la base se observa el basamento metamórfico y en contacto erosivo yace un paquete tabular de sedimentos limo-arenosos muy finos de coloración pardo-rojiza, sin estructura (Fig. III.3.8). Esta unidad contiene abundante mica y un porcentaje de gravillas dispersas que en general decrece de la base hacia el techo. El espesor del depósito varía entre 1,40 y 2 m. Los niveles más próximos al basamento incluyen secuencias ordenadas de arenas y gravas de geometría lenticular. A lo largo de la margen del río, aguas abajo de este perfil, este depósito exhibe sectores con mayor grado de cementación y con variable contenido en gravillas dispersas. La parte superior del perfil corresponde a un depósito tabular de aproximadamente 1,20 m de espesor, caracterizado por materiales más sueltos, limo-arenosos finos, de coloración parda más oscura y con mayor contenido en materia orgánica y bioturbación.



Figura III.3.8. Perfil N° 2, depósito de flujo denso sobre el basamento metamórfico.

Interpretación: Este paquete

dispuesto sobre el basamento cristalino se interpreta como un depósito generado por flujos hiperconcentrados, constituido por materiales eólicos transportados en medio acuoso, en general de baja energía. Dichos materiales podrían provenir de la removilización de los depósitos que conforman la cubierta loésica presente en las pampas de altura. Culminan la secuencia materiales aluviales modernos de muy baja energía, interpretados como depósitos de desbordes, y en cuya parte superior se desarrolla el suelo actual.

PERFIL N° 3

Localización: Margen izquierda del A° Papagayos (32°45'16.55"S - 64°49'17.20"O), en el vado camino al puesto Moyano (valle serrano) (Fig. III.3.1).

Descripción: El perfil presenta un espesor total de 1,10 m. Los 0,50 m inferiores corresponden a un cuerpo acuñado compuesto por materiales aluviales con clastos de hasta 25-30 cm de eje mayor, presentándose gran parte de los mismos imbricados (Fig. III.3.9). Son clastos angulosos, en su mayor parte de composición metamórfica, en una

matriz areno-gravosa gruesa. Los 0,60 m superiores del perfil corresponden a un cuerpo tabular conformado por sedimentos pelíticos, de coloración pardo oscura, que muestran intercalaciones de niveles lenticulares o tabulares areno-gravosos (de hasta 5 mm de diámetro). En la parte superior es importante la presencia de materia orgánica y la actividad radicular.

Interpretación: Este perfil representa eventos aluviales modernos, de alta energía en su parte inferior con un depósito asociado a la posición del canal (barra psefitica), mientras que



Figura III.3.9. Perfil N° 3, depósitos aluviales modernos en valle serrano (arroyo Papagayos).

dentro del paquete superior, los depósitos corresponden al ambiente de llanura de inundación, donde alternan niveles pelíticos con otros que representan episodios de desbordes. En su parte superior se observa un suelo de moderado desarrollo.

PERFIL N° 4

Localización: En una cárcava, aproximadamente a 100 m del puesto Moyano (valle serrano), 32°45'30.32"S - 64°49'25.60"O (Fig. III.3.1).

Descripción: Presenta una unidad inferior de geometría tabular, de 1,60 m de espesor, conformada por materiales limo-arenosos finos, de coloración pardo-rojiza, aparentemente masivos, con abundantes gravillas dispersas e importante bioturbación. Se presenta con un moderado grado de cementación. Los 0,40 m inferiores de esta



Figura III.3.10. Perfil N° 4, secuencias fluviales sobre depósito fanglomerádico.

unidad muestran una coloración parda más clara, siendo materiales más limosos. Se

observan también en esta unidad clastos dispersos de hasta 10-15 cm de eje mayor (Fig. III.3.10).

En contacto neto se dispone un paquete de 1,10 m de espesor formado por secuencias areno-gravosas, que hacia el techo se vuelven arenosas finas-limosas. Los niveles iniciales son de geometría lenticular. Hacia el techo del perfil se observa un incremento en el contenido de materia orgánica, y estructuras prismáticas, siendo importante también la actividad radicular.

Interpretación: La unidad inferior puede asociarse a un depósito generado por un flujo hiperconcentrado, a partir de la removilización de los depósitos loéssicos presentes en las pampas de altura, mientras que las secuencias superiores se corresponden con eventos fluviales de energía decreciente, asociados a rellenos de canal y episodios de desbordes. Sobre estos materiales se ha desarrollado un perfil de edáfico.

PERFIL N° 5

Localización: Margen izquierda del A° Vilchez, 50 m aguas abajo del puesto homónimo (valle serrano), 32°44'16.28"S - 64°48'44.13"O (Fig. III.3.1).

Descripción: En la base aflora una secuencia lenticular areno-gravosa granodecreciente, de aproximadamente 0,50 m de espesor y coloración pardo rojiza. Sobre la misma se dispone en contacto neto un paquete arenoso medio-fino, laminado y de color pardo oscuro, de 0,30 m de espesor. Hacia arriba la secuencia continúa con una unidad areno-gravosa, de espesor aproximado de 0,80 m y coloración rojiza, donde se intercalan niveles con clastos de hasta 30 cm de eje mayor. Estas unidades pardo rojizas presentan un leve a moderado grado de cementación



Figura III.3.11. Perfil N° 5, relleno de valle serrano en el ambiente granítico.

(Fig. III.3.11). Los 0,80 m superiores del perfil corresponden a un depósito de materiales finos, de coloración gris oscura, con abundante materia orgánica. Todo el perfil presenta disyunción columnar. En el contacto entre ambas unidades, y discontinuamente, se observa un nivel de 0,15 m de espesor, de coloración gris-blanquecina.

Interpretación: Las unidades inferiores (1,60 m de espesor total) corresponden a depósitos de origen fluvial, donde en el relleno del canal se refleja una disminución en las condiciones energéticas al disminuir la granulometría hacia arriba (la unidad areno-gravosa de la base se asocia a un depósito basal del canal). Dado el alto contenido en materia orgánica y la presencia de materiales muy finos y diatomeas, la parte superior se interpreta como de un ambiente léntico dentro del ambiente serrano, cuya extensión fue de al menos 250-300 m, en función de la posición de otros perfiles similares en los alrededores, y se lo asocia a condiciones climáticas húmedas y cálidas.

PERFIL N° 6

Localización: Se accede al perfil por un camino de tierra que sale a la izquierda de la Ruta Prov. N° 23, aproximadamente 1,4 Km antes de llegar al puente sobre el río Las Cañitas, 32°52'14.79"S - 64°45'54.41"O (Fig. III.3.1).

Descripción: Es un depósito masivo, tabular, de aproximadamente 4,4 m de espesor y coloración parda clara, compuesto de sedimentos limo-arenosos muy finos, con muy baja proporción de gravillas dispersas (Fig. III.3.12). El metro superior presenta un color pardo rojizo-pardo a pardo oscuro los 0,50 m superiores, debido a la mayor cantidad de materia orgánica, observándose además agregados (bloques, prismas) y raíces.

Interpretación: Esta secuencia masiva y homogénea se interpreta como un depósito de origen eólico, loésico, y su parte superior corresponde al suelo actual, el cual presenta muy pobre grado de desarrollo (perfil A-AC-C).

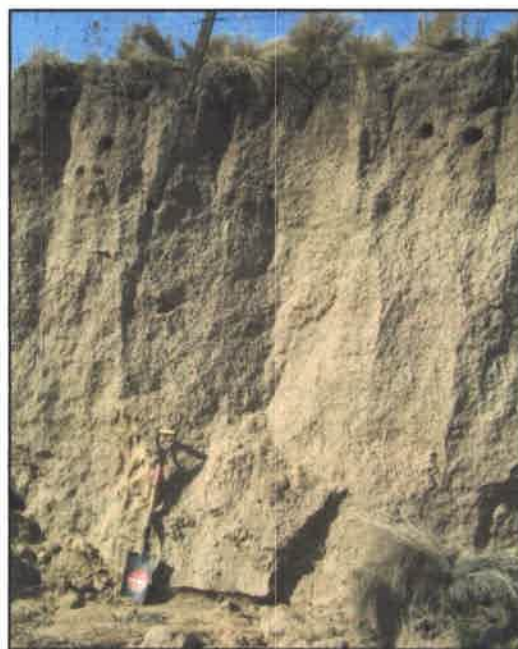


Figura III.3.12. Perfil N° 6, depósito eólico en el ambiente pedemontano.

PERFIL N° 7

Localización: Sobre Ruta Prov. N° 23, a mano derecha, aproximadamente a 1,8 Km desde el Pte. sobre el río Las Cañitas, hacia el Norte, $32^{\circ}51'37.65''S$ - $64^{\circ}44'47.75''O$ (Fig. III.3.1).

Descripción: En la base aflora una secuencia tabular limosa, altamente cementada de 0,70 m de espesor, masiva, de coloración parda rojiza. Sobreyace en contacto transicional un depósito tabular, también masivo y de



Figura III.3.13. Perfil N° 7, secuencia loésica en ambiente pedemontano.

aproximadamente 1,70 m de espesor, de color pardo claro, compuesto de materiales limosos con muy baja cantidad de gravillas dispersas, las que alcanzan un tamaño máximo de 3 mm. Este paquete es el que se observa en la Figura III.3.13. Hacia el techo el color es pardo oscuro, se incrementa el contenido de materia orgánica, y la presencia de raíces.

Interpretación: Estos materiales pueden asignarse, al igual que los del perfil N° 7, a depósitos eólicos, loésicos, que hacia el techo presentan un suelo poco desarrollado.

PERFIL N° 8

Localización: Margen izquierda del río Las Tapias ($32^{\circ}48'30.87''S$ - $64^{\circ}45'35.95''O$), a 250 m aguas arriba del vado del poblado homónimo (Fig. III.3.1).

Descripción: El paquete inferior de este perfil expone secuencias conformadas por materiales areno-gravosos, que muestran clastos de hasta 30 cm de eje mayor. La coloración del depósito es parda rojiza y su espesor varía entre 3 y 4 m. Por encima se encuentra un paquete de geometría tabular, de 0,70 a 1 m de espesor, conformado por



Figura III.3.14. Perfil N° 8, secuencias fluviales en río Las Tapias.

sedimentos arenosos finos estratificados, también de coloración parda rojiza (Fig. III.3.14).

Interpretación: La secuencia inferior corresponde a depósitos fluviales de variada energía (canal), asociados a la migración del río Las Tapias, mientras que el paquete superior se asocia a depósitos de desborde de este río en su posición actual.

PERFIL N° 9

Localización: Margen derecha del río La Tapa ($32^{\circ}51'12.23''S$ - $64^{\circ}46'9.98''O$), aproximadamente a 400 m aguas arriba de la confluencia con río Las Tapias (Fig. III.3.1).

Descripción: En este perfil se observa una secuencia tabular, bien estratificada, arenosa fina a muy fina, cuyo espesor es de aproximadamente 2,5 m, y su coloración parda clara (Fig. III.3.15). En los alrededores de este sitio, sobre la margen derecha, los perfiles expuestos exhiben afloramientos rocosos cubiertos por estos depósitos arenosos finos a muy finos. Localmente se observan depósitos psefíticos adosados a estas secuencias más finas.



Figura III.3.15. Perfil N° 9, depósitos de desborde del río La Tapa.

Interpretación: Los paquetes arenosos finos-muy finos corresponden a depósitos de desborde, producto de las crecidas del río La Tapa, al igual que los depósitos psefíticos adosados localmente, interpretados como barras de crecida.

PERFIL N° 10

Localización: Margen izquierda del río Las Cañitas, $32^{\circ}52'35.83''S$ - $64^{\circ}44'31.05''O$. Se accede por un camino de tierra que sale a mano derecha desde la Ruta Prov. N° 23, apenas se cruza el puente sobre el río Las Cañitas (Fig. III.3.1).

Descripción: En la base aflora un cuerpo tabular de 1,50 m de espesor, formado por materiales con alto contenido en arcillas, coloración rojiza, con importante grado de diagénesis (Fig. III.3.16a). Una muestra de un calcreto que rellena grietas en esta unidad (localizada unos 3000 m aguas arriba en la margen izquierda del río Las Cañitas,

32°52'2.88"S - 64°45'28.11"O, Fig. III.3.16c) arrojó una edad C14 de 35.460 ± 1300 años AP. Mihaljevich (2015) realiza una descripción micromorfológica de esta unidad, señalando que los tamaños predominantes son limos y arcillas, que posee una matriz carbonática, microcristalina, la que presenta en sectores concentraciones de hierro que le imprimen una coloración rojiza. Mineralógicamente está conformada por plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita, vidrio volcánico, lamprobolita y opacos.

Sobreyace mediante contacto erosivo un depósito de geometría lenticular, estratificado, de secuencias limo-arenosas fuertemente cementadas, de coloración rojiza, con alta proporción de material limoso (Fig. III.3.16a y b). La misma posee niveles de mayor energía, con clastos de hasta 10 cm de eje mayor, también altamente cementados.

Interpretación: La unidad inferior se interpreta como un depósito de ambiente fluvial de baja energía, posiblemente asociado a una llanura de inundación, mientras que el nivel superior representa eventos fluviales de mayor energía. Ambos presentan un significativo grado de diagénesis.

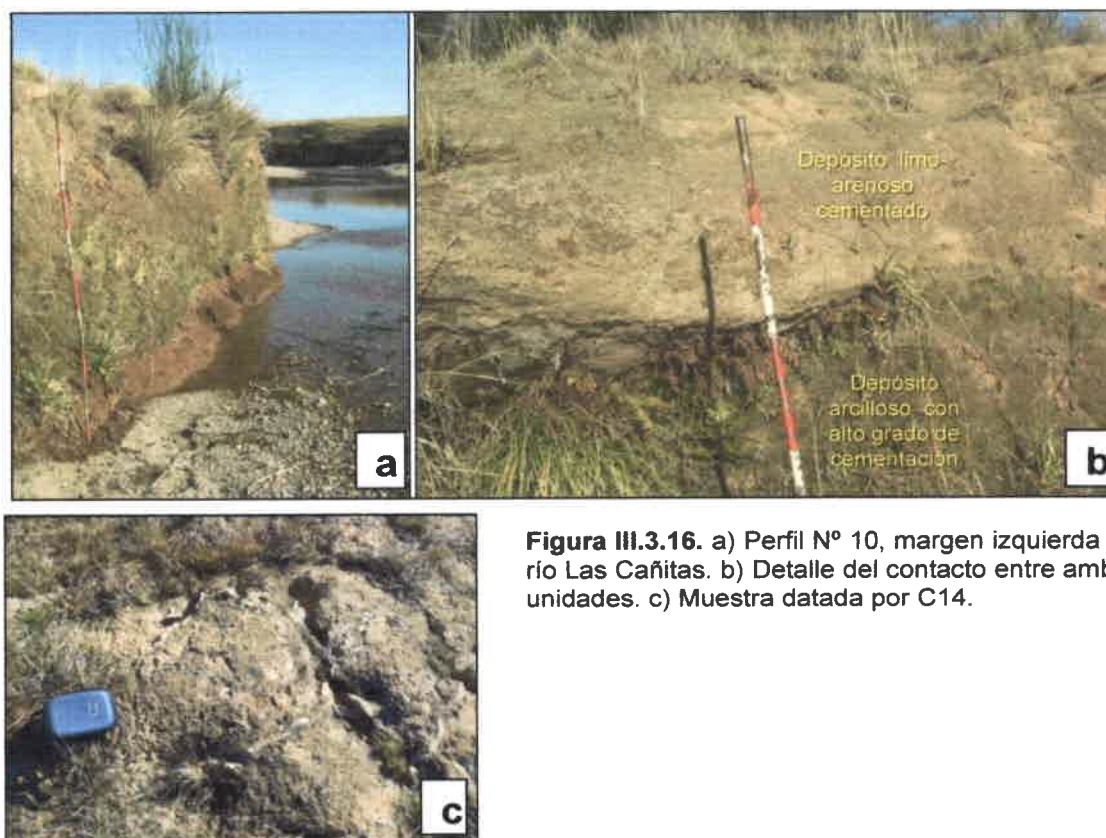


Figura III.3.16. a) Perfil N° 10, margen izquierda del río Las Cañitas. b) Detalle del contacto entre ambas unidades. c) Muestra datada por C14.

PERFIL N° 11

Localización: Margen izquierda del río Las Cañitas (32°52'18.58"S - 64°45'0.96"O), 100 m agua arriba del puente sobre Ruta Prov. N° 23 (Fig. III.3.1).

Descripción: En la base se expone un depósito de geometría tabular conformado por materiales altamente cementados, de aproximadamente 2-3 m de espesor, coloración rojiza y alta proporción de arcillas (similar al descrito en la base del perfil N° 10). Sobreyace un paquete tabular, de base cubierta, aparentemente masivo, formado por materiales arenosos muy finos-limosos, con gravillas dispersas, cuyo espesor varía entre 3 y 4 m. Mediante contacto erosivo, la secuencia culmina con depósitos areno-gravosos bien estratificados, de geometría tabular y espesor aproximado de 2 a 3 m, donde es posible observar la alternancia de niveles de distinta energía, algunos con clastos de más de 20 cm de eje mayor. Aproximadamente los 0,30 m superiores del perfil presentan coloración parda oscura, y mayor contenido en materia orgánica (Fig. III.3.17).

Interpretación: Al igual que para el perfil N° 10, la unidad inferior se puede asociar a un depósito fluvial de baja energía. El paquete intermedio, podría haberse generado por un flujo hiperconcentrado, tal como los observados en otros perfiles descritos. La unidad superior es un depósito fluvial, donde alternan niveles de distinta energía rellenando el canal, a partir del cual el río Las Cañitas comenzó su proceso de incisión. Sobre este depósito fluvial se desarrolla el suelo actual.



Figura III.3.17. Perfil N° 11, margen izquierda del río Las Cañitas.

PERFORACIONES DEL PROYECTO PRESA TINCUNACO

En 1967 la ex empresa Agua y Energía realizó un estudio en el área pedemontana de la cuenca del Río Cuarto con la finalidad de diseñar una presa (presa Tincunaco), proyecto que luego no fue ejecutado.

De estos informes del proyecto se rescató información de las perforaciones más representativas, y se las digitalizó a modo de representar mejor visualmente el subsuelo de la zona. Se presentan a continuación las 4 perforaciones analizadas, en las Figuras III.3.18 a III.3.21.

III.3.1.3 - Interpretación y correlación de perfiles sedimentarios y perforaciones

Como se citó anteriormente, las perforaciones muestran que el basamento cristalino se encuentra a profundidades variables en el sector pedemontano (55 m en la N° 5bis hasta 130 m en la N° 13), y esto se correlaciona con las principales estructuras mapeadas en el sector (Fig. III.3.1).

A partir del análisis de la geología regional y de la información estratigráfica local presentada anteriormente, se propone ubicar a la secuencia areno-gravosa dispuesta sobre el basamento en la perforación 13 (de 102 a 130 m de profundidad) como de edad terciaria. Estos depósitos corresponden a sistemas fluviales de alta energía, que van gradando hacia secuencias también fluviales de baja energía, donde dominan sedimentos finos, con algunos niveles de mayor energía intercalados (paquete entre los 50-60 a 102 m de profundidad). Los depósitos fluviales de alta energía de la base podrían correlacionarse con los niveles areno-limosos ubicados entre los 82 m de profundidad y el basamento en la perforación 14.

De acuerdo a lo definido por Cantú (1992), la unidad cuaternaria más antigua reconocida en la cuenca Las Cañitas correspondería a la **Fm. Pampiano (Pleistoceno medio a superior)**.

Dentro del ambiente serrano de la cuenca Las Cañitas no se ha reconocido esta Formación, mientras que en el sector de piedemonte, se asignan a la misma las facies fluviales de baja energía que afloran en la base de los perfiles N° 10 y N° 11. De acuerdo a los esquemas de la evolución geomorfológica de la Provincia de Córdoba para el intervalo Pleistoceno tardío-Holoceno, presentados en la Figura III.3.22 (Carignano *et al.*, 2014), el escenario corresponde al N° 1.

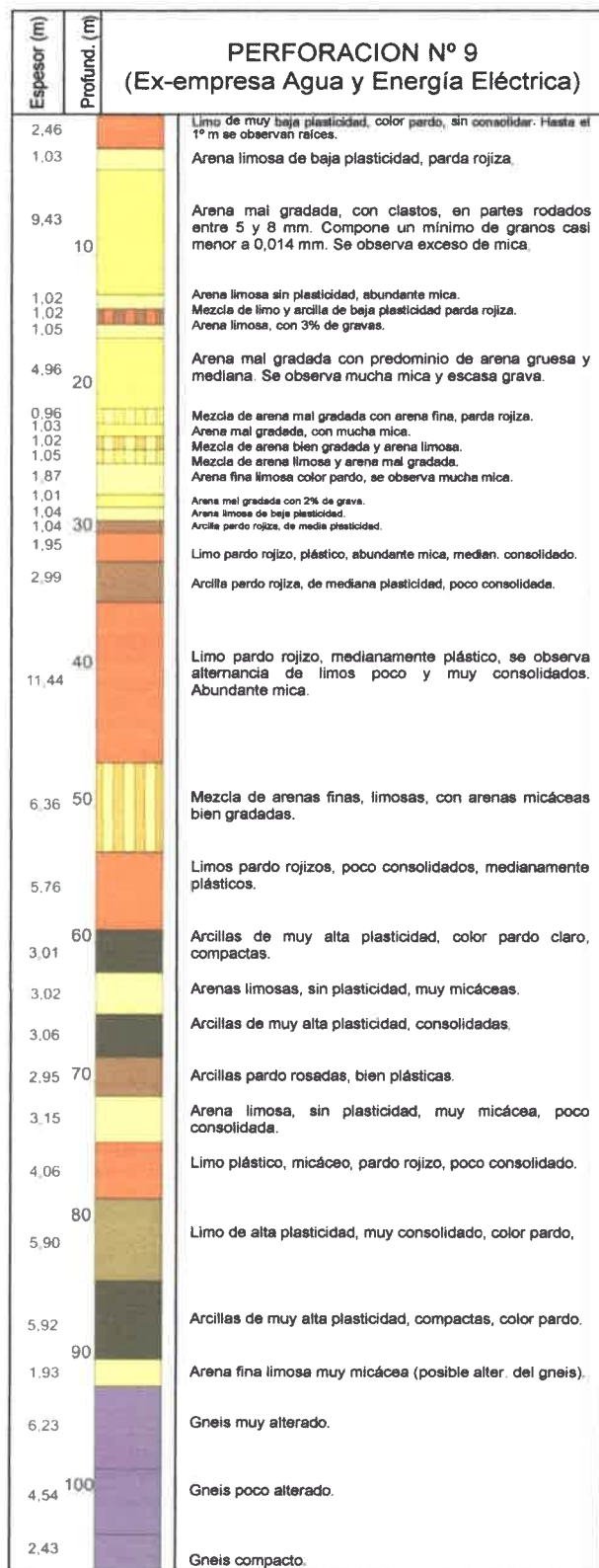


Figura III.3.18. Perforación N° 9 (modificada de Agua y Energía Eléctrica, 1967b).

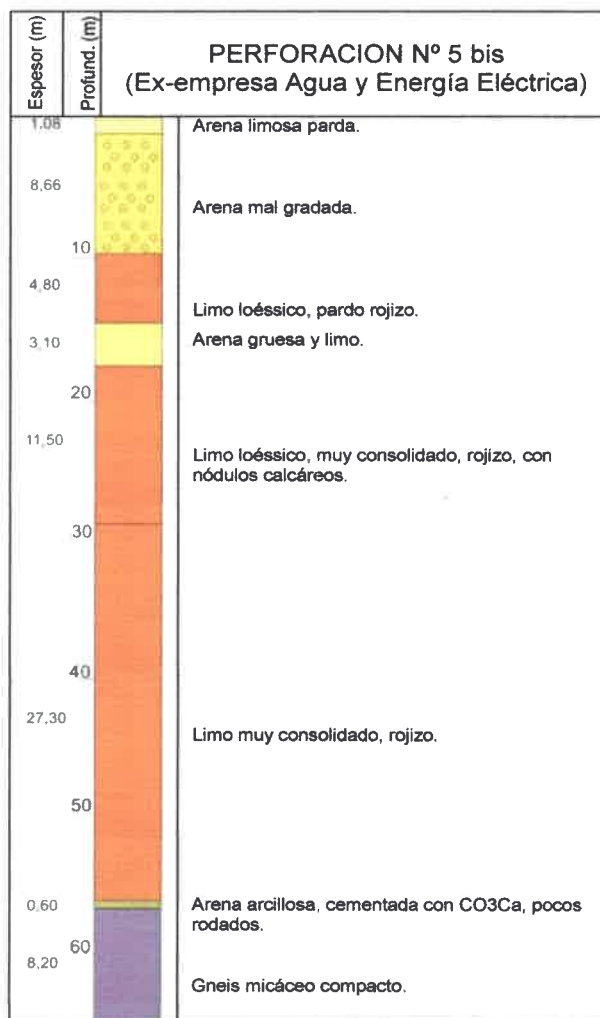


Figura III.3.19. Perforación N° 5bis (modificada de Agua y Energía Eléctrica, 1967b).

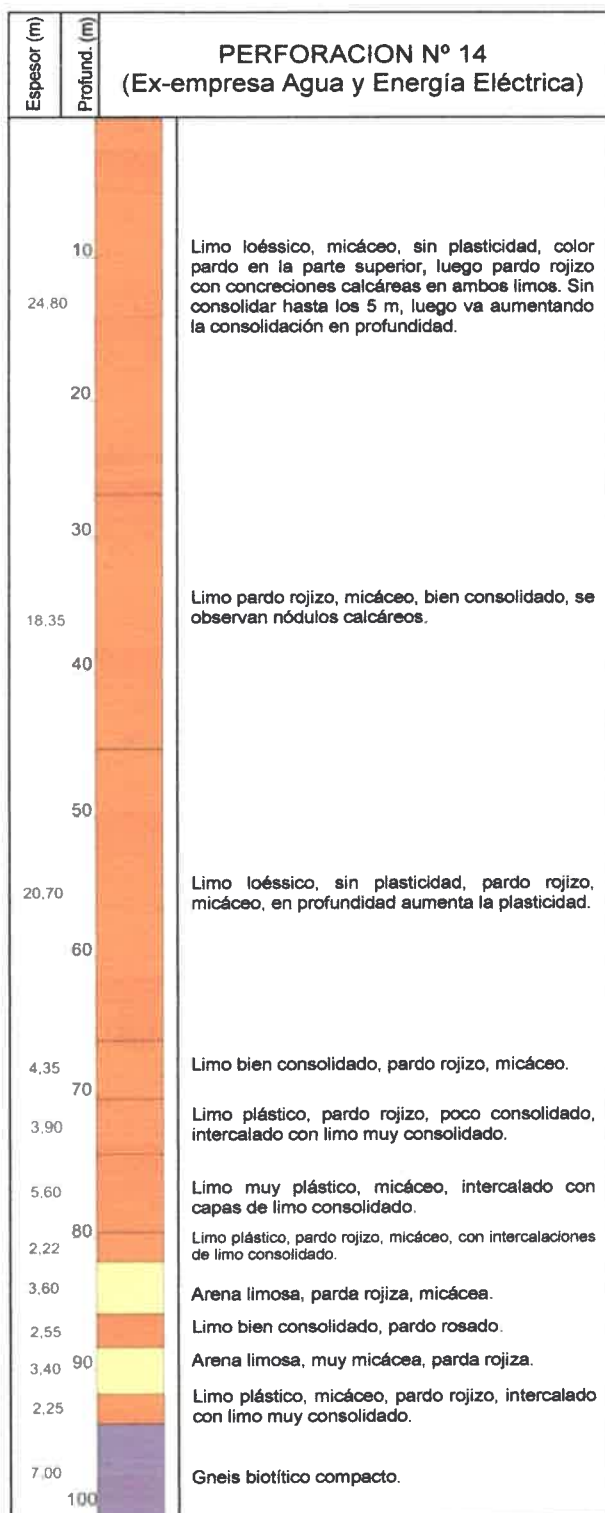


Figura III.3.20. Perforación N°14 (modificada de Agua y Energía Eléctrica, 1967b).

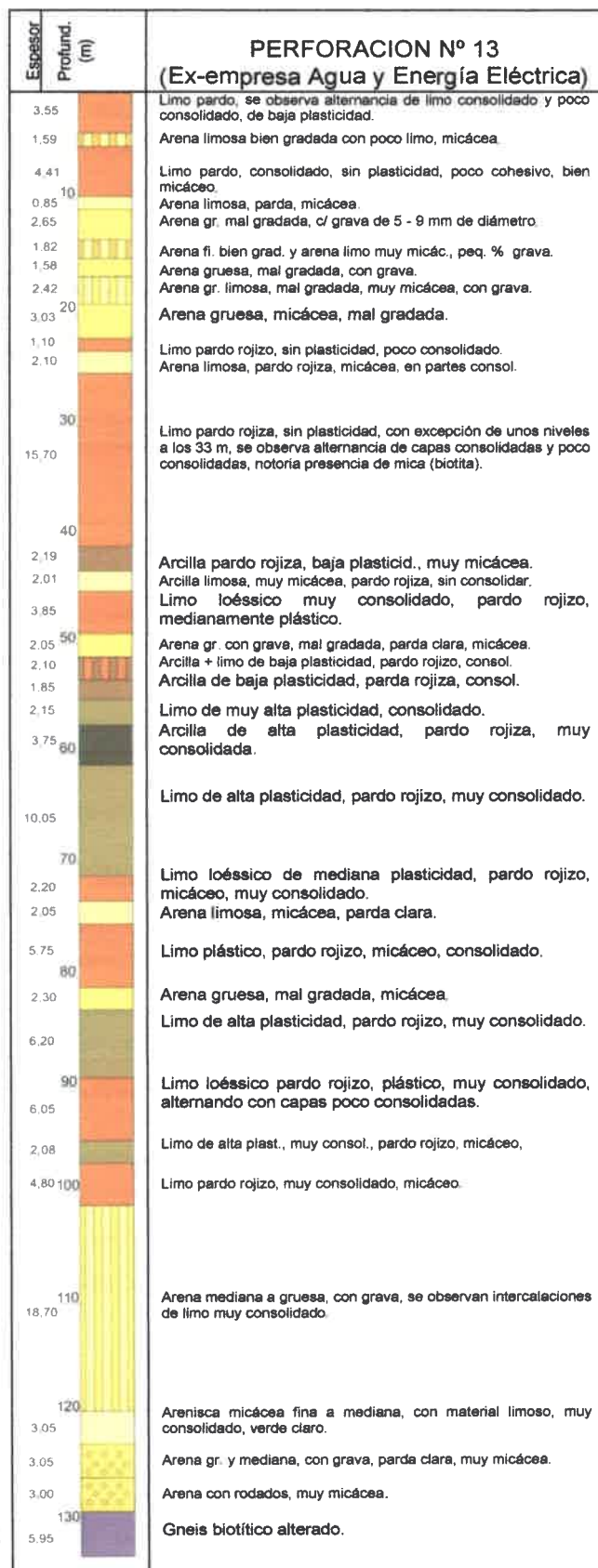


Figura III.3.21. Perforación N°13 (modificada de Agua y Energía Eléctrica, 1967b).

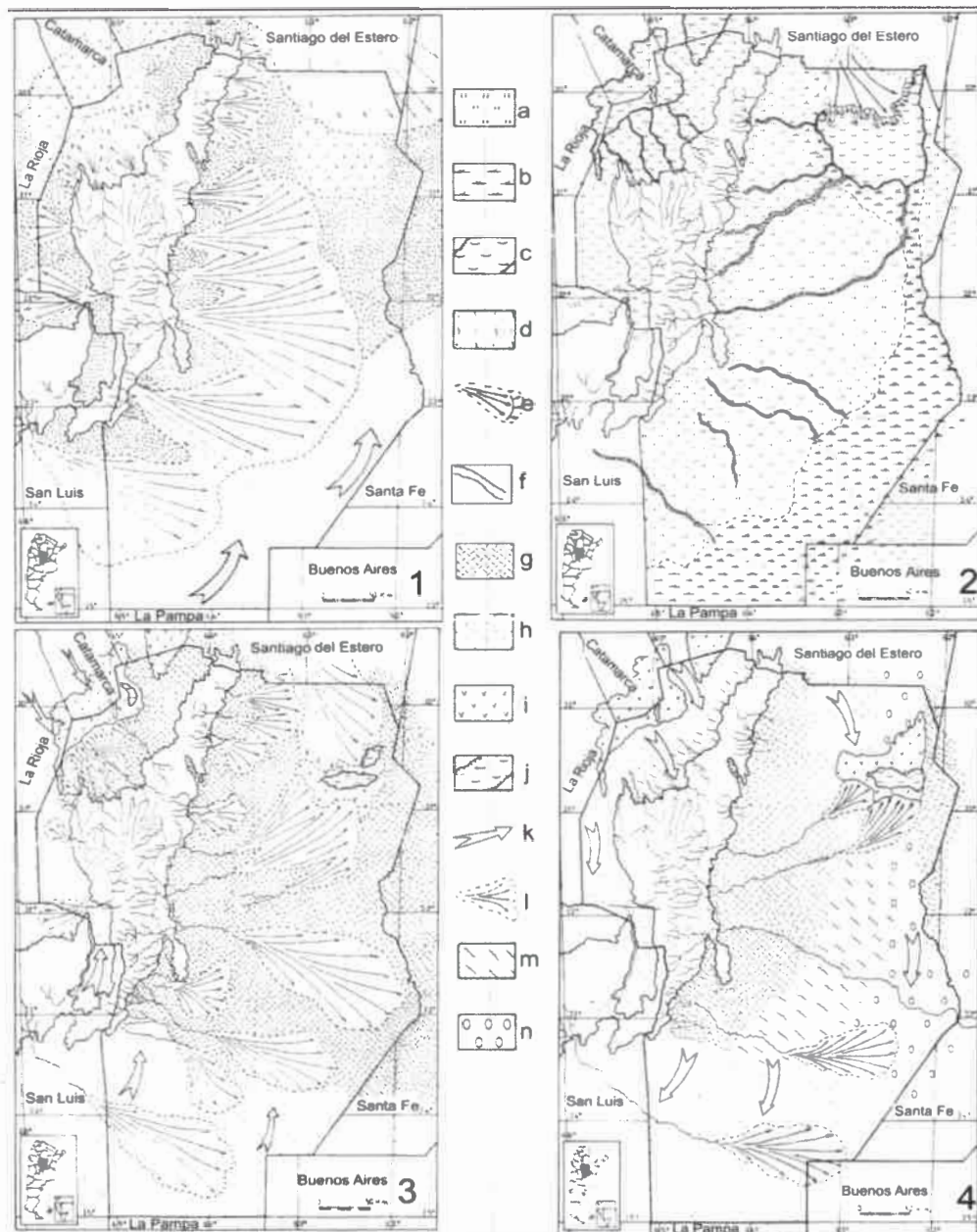


Figura III.3.22. Esquemas de la evolución geomorfológica de la Provincia de Córdoba para el intervalo Pleistoceno tardío-Holoceno (Fuente: Carignano *et al.*, 2014, modificados de: Carignano 1996, 1997a y b, 1999). 1) Escenario entre la penúltima glaciación y hasta ca. 50 ka, cuando adquieren su configuración mayor los grandes abanicos de las planicies 2) Escenario entre ca. 50 ka y ca. 30 ka, en el que se labró la red fluvial actual de llanura y se formaron los grandes lagos de Mar Chiquita y Salinas Grandes. El siguiente período húmedo (*Optimum Climaticum*) entre ca. 9 ka y ca. 3 ka replicó este escenario, aunque con menor intensidad. 3) Escenario entre ca. 30 ka y ca. 9 ka, en el que se depositó el manto de loess (planicie fluvioeólica central) y se formaron los mantos y campos de dunas (planicie eólica arenosa del sur) que condicionan la actual morfología de las llanuras. 4) Escenario entre ca. 3 ka y ca. 1 ka, que replica el escenario 3, y en el que se erosionan geoformas y remobilizan materiales del escenario 3 y el *Optimum Climaticum*. a) Zonas con desarrollo de suelos. b) Zonas con desarrollo de suelos hidromorfos y pantanos. c) Zonas ocupadas por lagos y lagunas. d) Aéreas con disipación de geoformas. e) Formación de deltas. f) Desarrollo de fajas fluviales. g) depósitos de loess. h) Mantos de arenas y campos de dunas. i) Salinas y salinización de suelos. j) Lagos. k) Dirección de vientos predominantes. l) Generación de abanicos aluviales. m) Erosión de suelos. n) Generación de cubetas de deflación.

En las perforaciones N° 13 y 9 se consideran de esta edad los limos pardo-rojizos con diferente grado de cementación, también asociados a ambientes fluviales de baja energía, situados entre los 25 y 40-60 m de profundidad. La información disponible hasta la fecha no permite establecer claramente el límite entre Neógeno y Cuaternario.

En la perforación N° 5bis, donde el basamento se encuentra a menor profundidad (55 m) se asignan a la Fm. Pampiano las secuencias limosas de color pardo rojizo reconocidas aproximadamente a partir de los 20 m de profundidad y, al igual que para las perforaciones anteriormente citadas, no está claro el límite inferior.

La **Formación Chocancharava** (Cantú, 1992), del **Pleistoceno superior**, tampoco ha sido reconocida dentro del ambiente serrano. En el sector pedemontano, los depósitos de secuencias fluviales fuertemente cementadas, dispuestos en contacto erosivo sobre la Fm. Pampiano observados en el perfil N°10, pueden asignarse a esta Formación. Estas secuencias fluviales estarían representando el clima más húmedo reinante en este periodo en la región. Dentro de esta formación se han considerado también los depósitos fluviales ubicados entre 2,5 y 30 m en la perforación N° 9 y los que se encuentran entre los 10 y 25 m de la N° 13.

Dentro del sector serrano, y de acuerdo a la edad OSL obtenida en el perfil 1A, la depositación loésica de la unidad denominada I (perfiles N° 1A y 1B) se asociaría al Último Máximo Glacial, ubicándose en el escenario N°3 de la Figura III.3.22 (estadio isotópico 2, ISO2, Pleistoceno tardío), caracterizado por un nuevo avance glacial en la Cordillera de los Andes y desecación del clima de las planicies sudamericanas (Iriondo y García, 1993, Clapperton 1993, Iriondo y Kröhling, 1995), que tuvo su mayor intensidad entre los 22.000 y 18.000 años A.P. (Wayne, 1981; González, 1981; Clapperton, 1993). Los depósitos loésicos correlacionables para este periodo en la región extraserrana fueron asignados a la **Formación La Invernada** (Cantú, 1992).

De acuerdo a las condiciones paleoambientales inferidas y a la edad de la unidad infrayacente, se asigna la unidad II de estos perfiles a la etapa final del estadio ISO2.

Además, los depósitos de flujos hiperconcentrados descritos en los perfiles N° 2, 4 (sector serrano) y 11 (piedemonte), podrían considerarse equivalentes a la Formación La Invernada, siendo originados a partir de la removilización de los mismos depósitos loésicos, por ejemplo desde las pampas de altura. Por su parte, las secuencias masivas descritas en los perfiles N° 6 y 7, en sectores de interfluvios dentro del ambiente pedemontano, podrían ser atribuidas a la **Fm. La Invernada (Pleistoceno superior - Holoceno inferior)**, si bien los suelos presentes poseen escaso desarrollo, lo cual indicaría menor edad de evolución y su correspondencia con la Fm Laguna Oscura.

Condiciones locales podrían explicar tal situación en caso de corresponder a Fm. La Invernada. Hay antecedentes en la región (Cantú, com. verbal) donde una secuencia loésica, aparentemente continua, arrojó edades del Pleistoceno superior en la base y edades holocenas hacia el techo, situación que también podría considerarse en este caso.

Del mismo modo los depósitos limosos superiores (de 2,5 m de espesor en la perforación N° 9 y 10 m en la N° 13) se incluirían también dentro de la Fm La Invernada o la Fm Laguna Oscura. En el caso de la perforación N° 14 (localizada sobre el bloque elevado de Rodeo Viejo), la potente secuencia loésica de 70 m (en posición original), permite suponer que incluye a las Formaciones Pampiano, La Invernada y Laguna Oscura, con algunos niveles de paleosuelos que no han sido diferenciados como tales en las perforaciones, no pudiendo establecerse, con el nivel de datos disponible, los límites entre Fm. La Invernada y Fm. Pampiano, como así tampoco el de esta última con las inferiores, incluidas las arenas posiblemente terciarias próximas al basamento.

Por sus características pedogenéticas y fechado absoluto de los materiales infra y suprayacentes ($23,0 \pm 2,25$ ka AP y 4180 ± 80 años AP, respectivamente), se atribuye el desarrollo del **paleosuelo** que aparece en el tope de la unidad II (perfil 1C) al **período Hypsitermal u Óptimo Climático**, según la propuesta para la región pampeana de Iriondo y García (1993), Iriondo (1999), Carignano y Ungaro (1988a,b), Carignano (1999), Cantú (1992) y Cantú *et al.* (2004), entre otros. Estos autores señalan para este periodo un clima húmedo y fresco durante el invierno y cálido y húmedo durante el periodo estival, con formación de suelos de alto grado de desarrollo, expansión de las redes fluviales y cuerpos leníticos, mínima actividad eólica, características que favorecieron el asentamiento de grupos humanos (González, 1960; Montes, 1958; Cantú *et al.*, 1997).

Por otra parte, considerando las características y edades obtenidas en el perfil 1A-1C, y su localización a escasos 600 m del perfil 1D, se asigna al suelo de la unidad II del perfil 1D al período Hypsitermal.

Tanto en el ámbito de la llanura pampeana como en el sector serrano de la provincia de Córdoba, varios trabajos describen paleosuelos similares, entre ellos, Sanabria *et al.* (2006a,b), Iriondo y Kröhling (1995), Iriondo (1999), Manzur (1995), Kemp *et al.* (2004a,b, 2006), Sanabria y Argüello (2011) y Krapovic y Tauber (2012a,b). Algunos autores asignan nombre formacional a esta unidad pedoestratigráfica, como Cantú (1992) que define el **Geosuelo Las Tapias** para la región sur de la provincia de Córdoba.

Las secuencias depositadas en ambientes leníticos reconocidas en la zona del perfil N° 5, dentro del ambiente serrano de la cuenca, también corresponderían al periodo Hypsitermal.

Retomando el perfil 1A de las pampas de altura, las características observadas, las condiciones paleoclimáticas inferidas y la edad obtenida para los **calcretos** (4180 ± 80 años AP) permiten asignar su formación al **período seco del Holoceno medio-tardío**, en concordancia con los descriptos y fechados por Manzur (1995 y 1997) para el área de Atum y Athos Pampa. Durante el periodo más seco del Holoceno medio habrían dominado procesos erosivos asociados a acción hídrica de tipo torrencial y deflación, que eliminaron parcial o totalmente el suelo desarrollado durante el Hypsitermal y a los depósitos de calcretos (Escenario N° 4, Fig. III.3.22).

Este ciclo árido culmina con la depositación de secuencias loésicas y arenosas muy finas, representadas en la región central argentina por las formaciones San Guillermo (Iriondo y Kröhling, 1995), Guanaco Muerto (Carignano, 1997), Estancia El Carmen (Cioccale, 1999), y **Laguna Oscura** (Cantú, 1992). Los depósitos descriptos en la **unidad III** de estos perfiles de la pampa de altura se atribuirían a este periodo, como así también las secuencias arenosas muy finas/loésicas pedemontanas (perfil 6 y 7). Se estima que los primeros 5 m de la perforación 14 (limos no consolidados) corresponderían a la Fm. Laguna Oscura.

Por otra parte, los depósitos fluviales descriptos en la parte superior del perfil N° 11, y las secuencias arenosas de los primeros 10 metros de la perforación N° 5 podrían asignarse al menos al Holoceno superior ya que muestran un desarrollo edáfico significativo.

Finalmente las secuencias fluviales presentes en los perfiles N° 3, 8 y 9, como así también la unidad superior del N° 4 se consideran sedimentos modernos (**Holoceno superior - actualidad**), sin poder diferenciar las formaciones propuestas por Cantú (1992) para la región. Son fundamentalmente secuencias correspondientes al trabajo de los sistemas fluviales que funcionan bajo las condiciones climáticas actuales.

III.3.2 - ESTRUCTURA

III.3.2.1 - Deformaciones dúctiles - semidúctiles

Dos tipos de foliaciones son reconocidas en la estructura interna de las rocas metamórficas de la Sa. de Comechingones: las metamórficas y las miloníticas. La mayoría de las rocas tienen una esquistosidad paralela a la estratificación sedimentaria original (S_0) de rumbo general aproximado N-S y buzamiento de alto ángulo y vergencia al Este asociado al D_2 (Dalla Salda, 1984). Cuatro fases de deformación han sido reconocidas en esta sierra (Martino *et al.*, 1995). Las fases D_1 y D_2 son anteriores o coetáneas con el pico térmico, alcanzaron en las rocas un grado medio a alto. Las D_3 y D_4 son posteriores al pico metamórfico y generaron fábricas planares dominantes. Folioaciones conspicuas S_2 y S_3 se desarrollaron asociadas con D_2 y D_3 , siendo S_2 una fábrica planar compuesta definida por el bandeamiento composicional en gneises y migmatitas, y S_3 más penetrativa, que produjo una foliación subparalela a S_2 (Guereschi y Martino, 1998). La fase D_4 se caracteriza por un importante evento de metamorfismo dinámico retrógrado, que generó una foliación milonítica submeridiana (S_4) con fuerte retrabajo de las fábricas S_2 y S_3 . D_4 ocurre principalmente a lo largo de la FCGC.

Diferentes autores, entre ellos Fagiano (2007) y Rey Ripoll (2008), en base a las características litológicas observadas dentro de la Faja de Cizalla Guacha Corral, propusieron para este evento, tasas de deformación y analizaron su variabilidad espacial. Rey Ripoll (2008), señala que la FOccGC, representada por milonitas en el sector occidental y protomilonitas hacia el sector oriental, estaría indicando una disminución de la tasa de deformación hacia el Este. La FCGC, representada por protomilonitas, presenta una tasa de deformación constante y menor que la determinada en el segmento anterior. Finalmente, la FOrGC, representada por milonitas y filonitas en el sector oriental y protomilonitas hacia el occidental, define una disminución de la tasa de deformación hacia el Oeste. El mismo autor propone para la Faja de Cizalla Guacha Corral una cinemática inversa con movimiento del techo hacia el Oeste y Sudoeste, coincidiendo con diversos autores que la determinaron en otros sectores. Esta faja de cizalla oblitera parcial o totalmente la foliación regional (S_2), dependiendo del tipo de roca afectada, dando lugar a una foliación milonítica. La misma se desarrolla en todas las rocas de la serie milonítica, así como también sobreimpuesta en algunas migmatitas y gneises, que no han sido transformados totalmente. Se evidencia así una "esquistosidad retrógrada" (Fagiano, 2007).

III.3.2.2 - Deformaciones frágiles

Dentro del campo de las deformaciones frágiles pueden sintetizarse las familias de estructuras presentes de la siguiente manera (Fig. III.3.1):

La principal estructura a destacar es la falla de Comechingones, megaestructura de rumbo aproximado N-S, cuya escarpa constituye el borde occidental de la cuenca en estudio. En importancia le sigue otra estructura localizada al Este, en el contacto basamento-sedimentos de piedemonte. Estructuras menores con este rumbo no son muy frecuentes, y se observan por ejemplo controlando el tramo serrano final del río Las Tapias y el segmento del río La Tapa inmediatamente aguas arriba de su confluencia con el A° Alto Lindo.

Para el sector serrano cabe resaltar a las estructuras de rumbo NO-SE, de importante extensión y definición a escala regional, siendo las más destacables las que controlan al río La Tapa y a los arroyos Alto Lindo, Papagayos y Vilchez (Figura III.3.23a).

Numerosas estructuras de dirección ENE-OSO, también de significativa extensión, afectan gran parte de la cuenca serrana, modificando por ejemplo el recorrido general NO-SE del río La Tapa, o modificando totalmente el tramo final del A° Alto Lindo. Asociados a estas estructuras están localizados muchos de los afluentes de los cursos citados anteriormente. Una de las más significativas es la que controla a la quebrada del Naranjo, afluente del A° Alto Lindo (Figura III.3.23a).

Las estructuras de dirección NE-SO son de menor significancia, tanto en extensión como en número, y controlan afluentes de bajo orden.

Particularmente para el sector del plutón Alpa Corral, se destacan fracturas radiales y anulares (Fig. III.3.23b) que afectan a las rocas metamórficas hospedantes, delimitando una aureola bien definida de fracturamiento frágil que se extiende por más de 5 Km desde el contacto. Según Pinotti *et al.*, 2002 algunas fracturas radiales alcanzan los 7 Km de longitud, pero las anulares varían de escala métrica a decamétrica, con un patrón discontinuo. Gran parte de las fracturas anulares controlan cursos de primer orden, y las radiales, por ejemplo, a varios afluentes del A° Vilchez. Algunas de las fracturas radiales están ocupadas por diques graníticos de grano fino.

Estudios de detalle en patrones de fábrica magnética y microestructuras en rocas graníticas mostraron evidencias de modificaciones estructurales como resultado de la coalescencia de los plutones Alpa Corral y Talita durante la construcción del batolito Cerro Áspero (Pinotti *et al.*, 2006).



Figura III.3.23a. Imagen Google Earth mostrando las estructuras más importantes, de dirección NO-SE y ENE-OSO, en el ambiente metamórfico.



Figura III.3.23b. Imagen Google Earth mostrando las estructuras del ambiente granítico, se destacan las fracturas anulares especialmente en el Plutón Cerro Áspero.

En el sector pedemontano, las estructuras se presentan como extensiones de las definidas más claramente sobre el basamento cristalino del área serrana, siendo las principales las que controlan el escurrimiento de los sistemas fluviales de la región. Entre ellas, el sistema Piedras Blancas-Río Cuarto sobre un lineamiento ENE-OSO, y sus afluentes controlados por estructuras NO-SE (ríos Las Cañitas, La Invernada y Seco). Particularmente para la cuenca del río Las Cañitas, se aprecia que el río Las Tapias está controlado por una estructura de rumbo N-S, mientras que, como se dijo anteriormente, el sistema La Tapa-Las Cañitas por un lineamiento NO-SE. Numerosas fracturas menores modifican parcialmente la traza de estos cursos.

III.3.3 – GEOMORFOLOGÍA

Tomando como base la clasificación cartográfica propuesta por Iriondo (1987), y modificada por Latrubesse (1999), Blarasin *et al.* (2000) y Degiovanni *et al.* (2005) se delimitaron dos ambientes geomorfológicos dentro de la cuenca de estudio, las cuales fueron subdivididas en dos subambientes, siendo uno de estos últimos también dividido en Subunidades. Dicha clasificación tiene un fuerte condicionante genético en todos los niveles e importante participación de las morfoestructuras en las jerarquías superiores. En el primer nivel se considera la tendencia tectónica general que condiciona los procesos dominantes (hundimiento–agradación, levantamiento–denudación); en el segundo se enfatiza en los ambientes sedimentarios donde se generaron las formas de superficie, o bien variantes denudativas por control litológico–estructural; el tercer y cuarto nivel reflejan variantes morfológicas y morfodinámicas de estos ambientes. Su descripción se efectúa a continuación y el mapa geomorfológico se presenta en la Figura III.3.24.

I) Asociación Denudativa Pendiente Oriental Sierra de Comechingones

La Sierra de Comechingones, como ya se mencionara, constituye una morfoestructura regional de rumbo general NNE-SSO, de la cual el área de estudio comprende sólo una porción de su vertiente oriental. En este sector las sierras poseen un ancho aproximado de 20 Km, y su altura va disminuyendo hacia el Sur y Este, con altitudes que descienden desde 1850 msnm en las pampas de altura, a 700 msnm en el límite con el piedemonte, en el paraje Alto Lindo. Hacia el Norte del río de La Tapa, el

bloque serrano exhibe un notorio escalonamiento en sentido E-O, vinculado a la presencia de estructuras de rumbo aproximado N-S, que definen bloques menores.

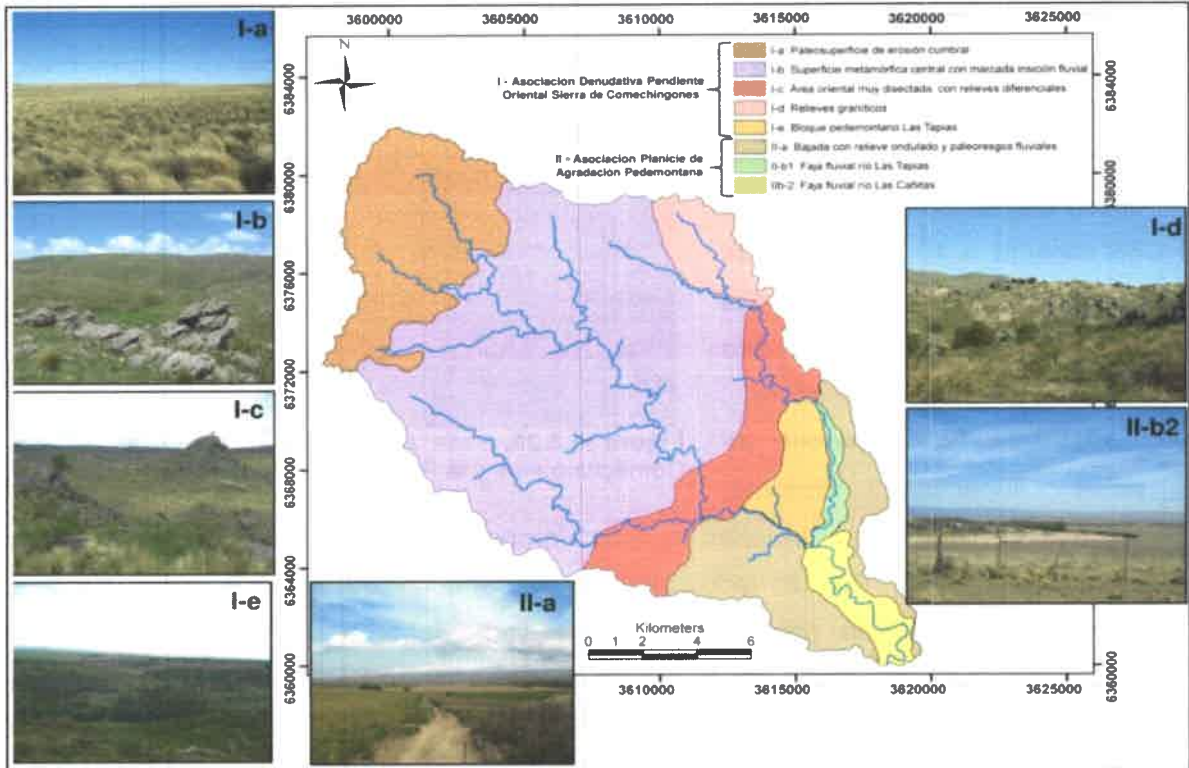


Figura III.3.24. Mapa geomorfológico del área de estudio.

En esta Asociación Geomorfológica dominan las morfologías denudativas, asociadas a ciclos erosivos pre-ándicos y a procesos posteriores, llevados a cabo fundamentalmente por la actividad fluvial. Al respecto, Degiovanni *et al.* (2003) señalan que la morfología de la Sa de Comechingones (y de Sas. Pampeanas en general) se caracteriza por un dominio de relieves heredados (paleosuperficies) moderadamente sustituidos con posterioridad al ciclo ándico. Dentro de esta Asociación, se diferenciaron las siguientes Unidades Geomorfológicas:

I-a) Paleosuperficie de erosión cumbral

Esta unidad se caracteriza por un paisaje de altiplanicie que se encuentra basculada hacia el E y S, con cotas máxima y mínima aproximadas de 1850 y 1550 msnm, respectivamente, siendo las pendientes del orden del 2-3 % (Figs. III.3.25 y III.3.26). El relieve local es mínimo, con diferencia de cotas en general no superior a 10 m. Dadas las características mencionadas este ambiente recibe el nombre regional de "pampas de altura".



Figura III.3.25. Vista aérea hacia el Sur de la escarpa de Comechingones y la Paleosuperficie de Erosión CumbraI.

Sobre el desarrollo de estas superficies erosivas, presentes en distintas posiciones de Sas. Pampeanas, existen controversias respecto a su origen y edad. Por un lado, algunos autores, consideran que estas superficies constituyen una única peneplanicie, desarrollada entre el Paleozoico sup.-Terciario, exhumada y desmembrada por la orogenia Andina (González Díaz, 1981; Costa 1996), mientras que otros, sostienen que las mismas son de edades y génesis diferentes, y que han permanecido expuestas desde el momento de su formación (Jordan *et al.*, 1989, Carignano *et al.*, 1999, Rabassa *et al.*, 1997, entre otros). Degiovanni, *et al.* (2003), caracteriza a las presentes en el extremo Sur de las Sa. Comechingones, como suavemente onduladas con amplios valles e interfluvios rebajados que reúnen las características de peneplanicie en el sentido de Klein, quien las considera poligénicas con predominio de las acciones fluviales.

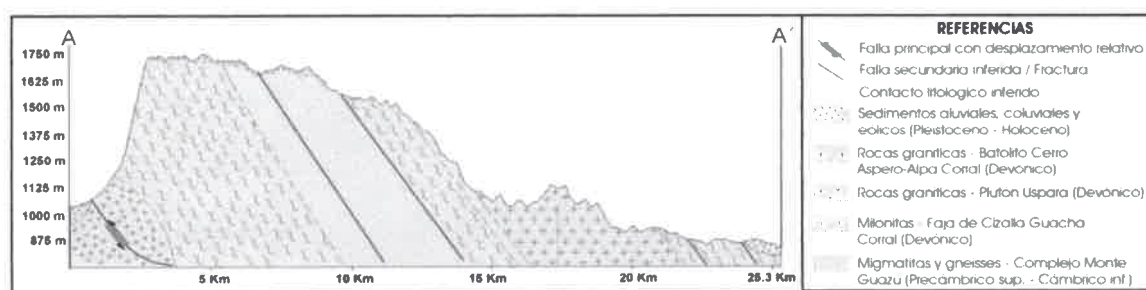


Figura III.3.26. Perfil geológico transversal a la Sa. de Comechingones, mostrando la topografía de la Superficie de Erosión CumbraI.

Debido a la posición que ocupan estas pampas (sectores cumbreales de las sierras), se las considera superficies relicticas, que han ido disminuyendo su extensión areal a medida que la red de drenaje reactivada evoluciona por erosión retrocedente.

En el área de trabajo esta paleosuperficie está labrada sobre las metamorfitas del complejo Monte Guazú y está parcialmente cubierta por una secuencia cuaternaria, dominada por depósitos loésicos y loessoides pleistocenos cuyo espesor varía desde pocos centímetros hasta 5 metros, que provocan el suavizado de las formas del relieve.

La paleosuperficie posee un relieve muy homogéneo, donde los afloramientos rocosos están restringidos a los canales fluviales, y otorgan al paisaje un aspecto crestiforme de bajo relieve, controlado por la orientación de las estructuras metamórficas. La densidad de drenaje en esta superficie es en general menor a 4, y la longitud media de los cursos de primer orden es de 150-250 m (Andreazzini y Degiovanni, 2014).

Como fuera mencionado en el apartado de caracterización climática, durante los meses de mayo a septiembre se establecen condiciones muy frías en estas altitudes, siendo frecuentes las nevadas y la permanencia de un nivel congelado en los niveles superficiales del perfil de suelo. Dichas condiciones hacen que como procesos activos en este ambiente, cobre relevancia la meteorización mecánica (crioclastia fundamentalmente) además de la química-bioquímica.

En algunos sectores se observan procesos de erosión hídrica sobre la cubierta loésica, los cuales adquieren carácter mantiforme en los interfluvios, y concentrado en los ejes de las depresiones. El escurrimiento superficial sobre la discontinua y muy somera, en algunos sitios, cubierta sedimentaria que alterna con los afloramientos rocosos, favorece la denudación de la roca y el aporte de detritos a los cauces.

En las márgenes de los surcos, cárcavas y cauces se manifiestan procesos gravitatorios complejos/compuestos, del tipo deslizamientos (rotacionales dominantes) en cabeceras a flujos en la base, generados por la saturación y posterior rotura de los depósitos cuaternarios más finos (loess, sedimentos palustres, coluviales). Este proceso genera el desplazamiento pendiente



Figura III.3.27. Cárcava en cuya base se observa el basamento metamórfico (Unidad I-a).

abajo de porciones de terreno que quedan dispuestos en las zonas de escurrimiento, donde con el tiempo serán evacuados por la acción hídrica. Estos mecanismos llevan a la extensión, ensanchamiento y/o generación de cárcavas, observándose en muchos casos el basamento en la base de las mismas, que suele actuar como superficie de deslizamiento (Fig. III.3.27).

I-b) Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial

Es la unidad que ocupa mayor área dentro de la cuenca, y representa la pendiente estructural disectada por la red fluvial, por lo que los remanentes de la paleosuperficie son muy reducidos y se asocian a las áreas de interfluvios. Se la reconoce entre los 1650 y 750 m de altura aproximadamente.

Se caracteriza por presentar un paisaje bastante homogéneo otorgado por los múltiples afloramientos crestiformes de metamorfitas foliadas dispuestas con rumbo submeridiano y buzamiento de bajo a medio ángulo hacia el Este. El porcentaje de afloramientos rocosos es variable, llegando en sectores hasta un 50% (Fig. III.3.28). Los valores de pendiente muestran un incremento importante inmediatamente a la salida de la pampa de altura, hacia valores del 5-6%, lo cual puede ser interpretado como un típico frente de retroceso erosivo (Figura III.3.26).

Particularmente, los afloramientos de rocas migmáticas son redondeados a subredondeados definiendo lomadas suaves en donde resalta una notable foliación siendo la esquistosidad poco marcada o nula. Los ortogneises morfológicamente desarrollan un patrón de afloramiento subredondeado con bochones irregulares, marcado diaclasamiento ortogonal y desarrollo de erosión catafilar (Fagiano, 2007).

En esta unidad la red de drenaje en general posee una alta densidad, generalmente asimétrica y muy controlada por la estructura, especialmente los sistemas NO-SE y NE-SO. Los cursos poseen un diseño de canal recto, perfil longitudinal con numerosos quiebres (saltos-knickpoint), alta pendiente, alta capacidad y competencia, y valles en "V", los cuales son relativamente



Figura III.3.28. Vista de la unidad Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial.

cerrados e incididos, con profundidades del orden de 40-70 m en los colectores mayores.

Estas características indican que la red de drenaje está desajustada. El modelado se complementa con procesos gravitatorios (caídas de bloques y detritos, deslizamientos de detritos, vuelcos) desarrollados en las laderas de estos valles. Fuera de los ambientes fluviales el paisaje se presenta en general estable.

I-c) Área oriental muy disectada, con relieves diferenciales

Esta unidad, de menor altura que la anterior (entre cotas 850 y 720 aproximadamente) coincide en forma aproximada con la Faja de Cizalla Oriental de Guacha Corral, y se la ha diferenciado de la unidad I-b, por: a- su posición topográfica inferior, asociada fundamentalmente a una mayor intensidad de los procesos denudativos condicionados por las características litológico-estructurales de esta zona; b- un relleno de valles más importante, una mayor densidad de drenaje; c- disminución del área de afloramientos, mayor cobertura y mejor desarrollo edáfico; d- presencia de cerros relícticos aislados dentro de esta unidad, asociados a cuerpos de anfibolitas, que sobresalen del relieve topográfico debido a la alteración-erosión diferencial (Figs. III.2.29 y III.2.30). La unidad presenta rasgos que indican estabilidad, sólo en los ejes de valles se observan procesos de carcavamiento en la cubierta cuaternaria, indicando desarrollo de la red de drenaje.



Figura III.3.29. Cerro relíctico en la unidad geomorfológica 1-c.



Figura III.3.30. Vista del paisaje en la unidad geomorfológica 1-c.

I-d) Relieves graníticos

Esta unidad se localiza en el sector Norte de la cuenca, coincidiendo con el área asociada al plutón Alpa Corral. Dado que la litología granítica, en la región estudiada, presenta mayor susceptibilidad frente a los procesos de meteorización, se produce una rápida arenización de la misma (Fig.III.3.31), lo cual favorece su posterior erosión y denudación, esta unidad se encuentra a una cota topográfica menor que la roca de caja

metamórfica, presentando un escarpe erosivo del orden de 100 metros (Fig. III.3.32). Los productos de la arenización de la roca, observable principalmente en los interfluvios, son conducidos por procesos hídricos o gravitatorios, hacia los colectores de la red fluvial o bien constituyen el material originario de los suelos desarrollados en este ambiente.



Figura III.3.31. Proceso de arenización en la roca granítica.



Figura III.3.32. Vista aérea del ambiente granítico (en primer plano) localizado al Norte de la Paleosuperficie de erosión cumbral (al fondo).

En general en esta unidad el relieve combina afloramientos rocosos con áreas cubiertas, que se corresponden con valles o pequeñas pampas. En los primeros se reconocen principalmente formas mesoscópicas, asociadas a la facies de borde del plutón, donde la roca ha estado sometida a un mayor campo de esfuerzos y presenta alto grado de deformación/diacleasamiento. En algunos sectores donde el granito está orientado o exhibe alta densidad de diacleasamiento, dominan bloques angulosos relativamente pequeños, generando por ejemplo morfologías de crestas. En otros sitios se destacan morfologías graníticas más típicas como son bochones, tafonis, formas de "hongos", apilamientos de bloques (tors), rocas pedestales, entre otros (Figs. III.3.33 y III.3.34). También se destacan de manera aislada relieves crestiformes asociados a vetas hidrotermales, resultantes de procesos de erosión diferencial.

Las áreas negativas en este ambiente se vinculan no sólo a actividad fluvial sino a aquellos procesos asociados a etchplanación (Rabassa *et al.*, 1997; Andreazzini y Degiovanni, 2014). Los colectores principales están en etapa de incisión observando valles profundos y además saltos de agua de varios metros de altura. En las áreas con cubierta cuaternaria se registran localmente procesos de carcavamiento indicando extensión de la red. Andreazzini y Degiovanni (2014) señalan para esta superficie granítica pendientes variables entre 4,5 y 7,5 %, una densidad de drenaje de 6,5-7,5, y una longitud media de los cursos de primer orden de 70-110 m.



Figura III.3.33. Forma de "hongo" en el ambiente granítico.



Figura III.3.33. Cerro residual en el ambiente granítico, con apilamiento de bloques.

I-e) Bloque pedemontano Las Tapias

Esta unidad se presenta como un escalón serrano inferior delimitado, por el O y E, por dos estructuras meridianas regionales y por el S por la que controla la traza del río La Tapa. Se localiza en el límite entre el sector serrano y el piedemonte, entre los tramos finales de los ríos Las Tapias y La Tapa (Fig. III.3.34). Es un ambiente transicional, donde si bien se considera que continúan siendo más importantes los procesos denudativos, adquieren relevancia también los de agradación. Los afloramientos de basamento no son tan dispersos como en el sector de piedemonte, y los valles poseen importante grado de relleno sedimentario. El relieve de esta unidad es fuertemente ondulado y como procesos activos sólo se mencionan localmente rasgos vinculados a la erosión hídrica en los ejes colectores asociados al valle principal. El sector cumbral del bloque también representa una antigua superficie fracturada y descendida estructuralmente.

II-Asociación Planicie de Agradación Pedemontana

La Asociación está constituida por sedimentos cuaternarios resultantes de importantes procesos aluviales de acumulación, donde la coalescencia de abanicos dio lugar al desarrollo de una típica bajada. En respuesta a períodos climáticos áridos a semiáridos tuvo lugar la depositación de un manto eólico que cubre los sedimentos aluviales, los cuales en general presentan evidencias de retrabajo hídrico. Finalmente, y en condiciones de climas más húmedos, tuvo lugar el desarrollo de importantes fajas fluviales que surcan esta bajada (Degiovanni *et al.*, 2005) como son las de los ríos Las

Tapias, La Tapa (de muy escaso desarrollo) y Las Cañitas, como así también el desarrollo de suelos en las áreas de interfluvios.

Estos cursos han incidido fuertemente el terreno, generando un relieve ondulado muy irregular, con desniveles locales del orden de 50–70 m, con máximos de hasta 120 m. Su configuración está controlada por estructuras de rumbo NE-SO, NO-SE y norte-sur, que controlan la red de drenaje y delimitan bloques.

Carignano *et al.* (2014) incluyen a esta Asociación en la unidad geomorfológica Ambientes Pedemontanos, específicamente Piedemonte Oriental de la Sierra de Comechingones - sector Rodeo Viejo.

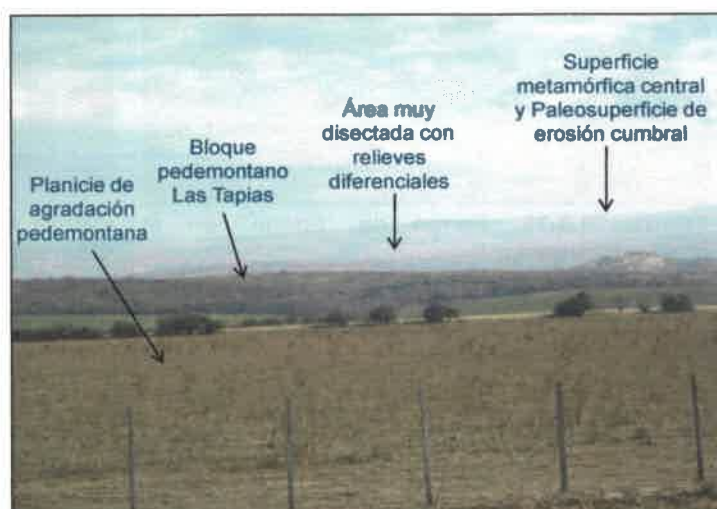


Figura III.3.34. Vista hacia el Oeste de los distintos ambientes geomorfológicos.

En el piedemonte hay además indicios de actividad neotectónica (Costa *et al.*, 2014). Dentro de esta Asociación se diferenciaron las siguientes Unidades Geomorfológicas:

II-a) Bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales

El relieve fuerte a suavemente ondulado de este sector pedemontano responde a la presencia de bloques de basamento a distintas profundidades y hasta subaflorando, donde el basculamiento de los mismos ejerce un gran control sobre la topografía. Los valores de pendiente son del orden de 1,8-1,0 %, y es una zona transicional hacia los relieves típicos de la llanura pampeana.

El sector de esta unidad más próximo a la sierra se caracteriza por presentar un relieve fuertemente ondulado, donde los afloramientos de basamento son frecuentes y la cubierta sedimentaria de reducido espesor. Hacia el Este el mayor espesor de la cubierta sedimentaria evita totalmente el afloramiento del basamento. La influencia de la tectónica de bloques se encuentra notablemente disimulada en este sector, pudiendo definirse como una planicie eólica suavemente ondulada, aunque los depósitos aluviales dominen

en profundidad. En toda la unidad son comunes los paleorasgos fluviales pertenecientes a paleoabánicos desarrollados por los principales cursos de la zona (San Bartolomé, Las Cañitas, Las Tapias).

II-b) Fajas Fluviales

II-b-1 Faja Fluvial del río Las Tapias

Esta unidad se ha conformado producto de procesos de erosivos, de agradación y de migración lateral de este importante afluente del río Las Cañitas.

A lo largo de toda la faja fluvial el basamento cristalino se encuentra a escasa profundidad, condicionando por ejemplo, los procesos de migración lateral, los cuales se desarrollan fundamentalmente hacia el Este, ya que el curso se sitúa en el borde oriental del bloque. También la cercanía del basamento ejerce control en el diseño en planta de este curso. Presenta segmentos de canal con diseño "recto" y otros de "baja sinuosidad", y una faja fluvial cuyo ancho es de 40-50 m (y localmente hasta 100 m) en los primeros, y de 600-800 m, y con un nivel de terraza, en los segundos. En el apartado III.7 de esta Tesis las características de los canales serán descritas en detalle.

El material que transporta este curso está constituido principalmente por pefitas y arenas gruesas de composición granítica. Producto de crecidas también se presentan depósitos de arena media a fina en la llanura de inundación.

II-b-2 Faja Fluvial del río Las Cañitas

Las morfologías presentes en esta unidad, al igual que para el río Las Tapias, son resultado de múltiples eventos de incisión, agradación y migración lateral de este sistema fluvial. La faja muestra un mayor desarrollo sobre la margen izquierda del río, donde se destaca por ejemplo, la presencia de un meandro abandonado, inmediatamente aguas abajo de la confluencia de los ríos La Tapa y Las Tapias, paleocanales en el tramo medio, y niveles de terrazas de mayor extensión a lo largo de toda la faja.

En relación al diseño en planta, se diferencian tres tramos a lo largo del río Las Cañitas, uno de ellos clasificado como canal de tipo "recto" y otros dos como de "moderada sinuosidad". Su descripción detallada será abordada en el apartado III.7 de esta Tesis. El ancho de la faja fluvial es variable entre 1000 y 1300 m en el tramo de diseño recto, e incluye al menos 2 niveles de terrazas, mientras que en los tramos moderadamente sinuosos alcanza los 1500-2000 m, también con 2 niveles de terrazas.

III.4 - SUELOS

III.4.1 - Análisis de antecedentes

A nivel regional, Gorgas *et al.* (2003) presenta un mapeo de suelos para la provincia de Córdoba a escala 1:500.000. Esta clasificación taxonómica presentada por la Dirección de Ambiente de la provincia de Córdoba en forma conjunta con el INTA Manfredi (Cba), ubica a los suelos del sector serrano de la cuenca en estudio, dentro del orden de los Molisoles, suborden de los Udoles (Hapludoles líticos en las lomas y Argiudoles líticos en las depresiones y cañadas, identificados como MJli-5 en el mapa de la Figura III.4.1). Son suelos algo excesivamente drenados; algo someros (75-50 cm); francos en superficie y en subsuelo; moderadamente bien provistos de materia orgánica; con moderada capacidad de intercambio; en relieve con pendiente >10%; muy pedregosos; y con alta susceptibilidad a la erosión hídrica.

Particularmente, a los suelos de las pampas de altura los ubican bajo la denominación MJli-7, un 30% corresponden al orden de los Molisoles, suborden de los Udoles (Hapludoles líticos en las posiciones de ladera media). Son suelos excesivamente drenados, franco-arenosos en superficie y en subsuelo, con profundidad media de 70 cm, en relieves con pendiente >10%. Como suelos secundarios señalan con un 30% suelos del orden Entisoles (Ustortentes lítico), y con un 20% del orden Molisoles, suborden de los Udoles (Argiudoles líticos).

Para el *pedemonte*, los suelos pertenecen al suborden de los **Ustoles**, con Haplustoles líticos y énticos en las lomas, y Haplustoles y Argiustoles típicos en bajos y concavidades (identificados como MNtc-28, Fig. III.4.1). El Haplustol éntico de las lomadas es algo excesivamente drenado, profundo (+ de 1 m), franco en superficie y en subsuelo, moderadamente bien provisto de materia orgánica, con moderada capacidad de intercambio, en pendientes del 3,5-1,1%, y con moderada susceptibilidad a la erosión hídrica. El Haplustol lítico de las depresiones se caracteriza por ser bueno a algo excesivamente drenado, profundo (+ de 1 m), franco-limoso en superficie y en subsuelo, moderadamente bien provisto de materia orgánica, con moderada capacidad de intercambio y en relieves de baja pendiente (1-0,5%). El Argiustol típico de las depresiones es bien drenado, profundo (+ de 1 m), franco-arenoso en superficie, franco en el subsuelo, moderadamente bien provisto de materia orgánica y con moderada capacidad de intercambio (Gorgas *et al.*, 2003).

Para las fajas fluviales estos autores describen suelos **aluviales indiferenciados** (Co-6, Fig. III.4.1). Son suelos algo excesivamente drenados, profundos (+ de 1 m), franco-arenosos en superficie, moderadamente pobres en materia orgánica y con moderada capacidad de intercambio.

A diferencia del trabajo citado, estudios a escala de mayor detalle próximos al área de estudio, en el sector de piedemonte, realizados por Cantú (1998), han clasificado a los suelos dentro del suborden de los Udoles, ya que múltiples registros pluviométricos, sumados a las características edáficas de los perfiles descriptos permiten definirlos como tales.

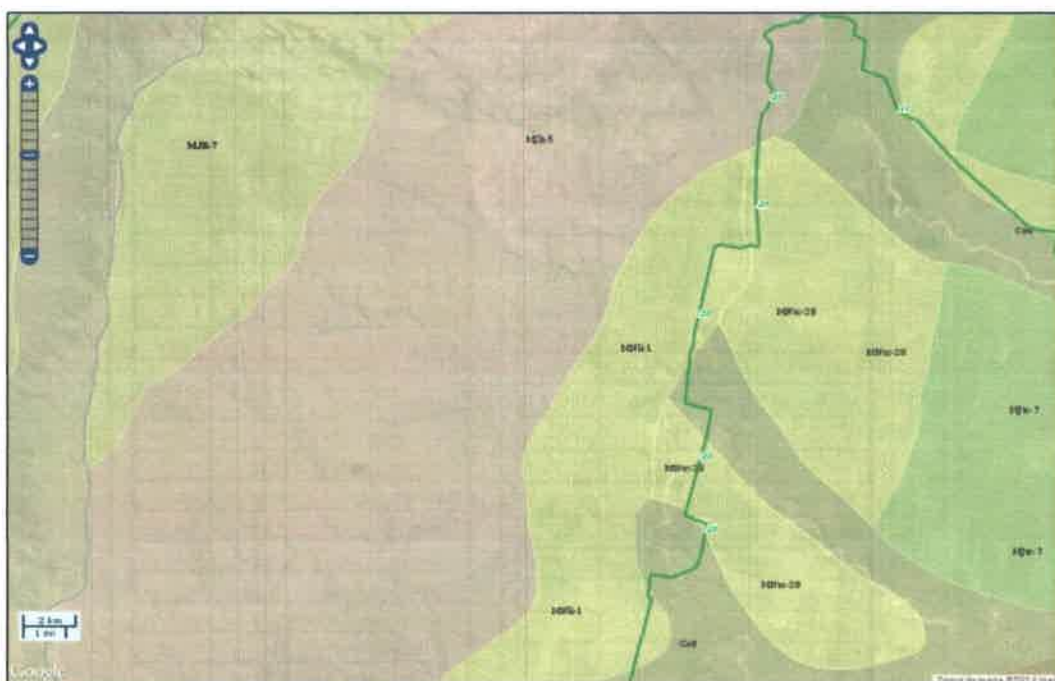


Figura III.4.1. Mapa de suelos incluyendo el área de estudio (tomado de Gorgas *et al.* 2003). Disponible en la web <http://geointa.inta.gov.ar/visor/>.

En general, puede decirse que los **suelos serranos** presentan horizontes A muy desarrollados, de mayor potencia y contenido de materia orgánica que los pedemontanos. El material originario varía desde loésico/loessoide (sector pampa de altura), a aluviales, coluviales, palustres o regolito. La profundidad de estos suelos está condicionada por la posición en el relieve y el tipo de material original, clasificándose como argiudoles y hapludoles (INTA, 1994). González *et al.* (1996) realizan un estudio de suelos a escala 1:20.000 en una cuenca próxima (Achiras, Dpto. Río Cuarto) y clasifican los suelos de ambientes escarpados como Haplustoles Énticos y Líticos, mientras que los de valles y bajos como Argiudoles Típicos.

Por su parte, los **suelos pedemontanos** en general se desarrollan sobre materiales loésicos/loessoides y aluviales de faja. Son de menor desarrollo, menos profundos, y con menor contenido de materia orgánica comparados con los serranos, y en general son Hapludoles.

Para el área de estudio, González (2002) describe los suelos presentes en diferentes unidades de paisaje para la cuenca del río La Tapa. Los resultados analíticos se presentan en la Tabla III.4.1.

Tabla III.4.1. Resultados analíticos de los suelos analizados para diferentes unidades del paisaje en cuenca del río La Tapa, tomado de González (2002).

Unidad Planicies Altas		Unidades Laderas Escarpadas, Laderas Moderadamente escarpadas, Laderas Suaves, Valles y Mallines	
Horizontes	A B IIBt IIC	Horizontes	C R
Profundidad (cm)	0-23 24-38 39-63 +63	Profundidad (cm)	0-5 +5
M.O. (%)	11,7	M.O. (%)	5,19
Arcilla < 2 μ (%)	22,42	Arcilla < 2 μ (%)	5,3
Limo 2-50 μ (%)	28,14	Limo 2-50 μ (%)	10,9
Arena 50-1000 μ (%)	41,24	Arena 50-1000 μ (%)	83,8
Gravilla >1000 μ (%)	8,19	Gravilla >1000 μ (%)	
Agua útil (%)	12,99	Agua útil (%)	14,26
PH en agua 1:2,5	5,28	PH en agua 1:2,5	5
Cationes/cambio (me/100g)		Cationes/cambio (me/100g)	
Calcio	14,91	Calcio	10,15
Magnesio	2,63	Magnesio	2,4
Sodio	0,13	Sodio	0,22
Potasio	0,67	Potasio	1,13
Suma bases (me/100g) (S)	18,34	Suma bases (me/100g) (S)	13,90
CIC (me/100g) (T)	29,62	CIC (me/100g) (T)	38,26
Sat. con bases (S/T) (%)	61	Sat. con bases (S/T) (%)	36,33

Como puede apreciarse, a excepción de la unidad Planicies Altas (pampas de altura), todos los suelos en la cuenca son pobremente desarrollados, y poseen un horizonte C de 5 cm de espesor y un horizonte R. Los suelos de la unidad Planicies Altas (cotas > 1500 m s.n.m., pendientes del 4-7%) tienen un grado de rocosidad (2%) y pedregosidad (1%) bajos. Los asociados a Laderas Escarpadas (cotas 1300-1500 msnm y pendientes > 25%) poseen rocosidad 80% y pedregosidad 60%; en las Laderas Moderadamente Escarpadas (cotas 1500-1800 msnm, pendientes del 17-25%) la

rocosidad varía del 20 al 50%, mientras que en las Laderas Suaves (cotas < 1200 m s.n.m., pendientes del 17-17%) la rocosidad es 30% y la pedregosidad del 20%. Finalmente, en la unidad Valles (cotas 700-1800 msnm, pendiente media 6%), y en la unidad Mallines (posiciones más bajas en valles y laderas en todos los pisos altitudinales, pendientes del 4-8%) la rocosidad y pedregosidad son nulas.

Dada la importancia que el grado de desarrollo edáfico tiene sobre la relación escurrimiento/infiltración y disponibilidad de sedimentos para ser transportados, esta información antecedente fue complementada con estudios de detalle de otros sectores, especialmente sobre los suelos desarrollados en materiales loéssicos/loessoides presentes en las "pampas de altura" de la cuenca. Por otra parte, las propiedades físicas, físico-químicas y mineralógicas de estos suelos permiten efectuar interpretaciones paleoambientales de interés para analizar la evolución cuaternaria del área estudiada.

III.4.2 - Caracterización de perfiles edáficos

III.4.2.1- Metodología

En cada uno de los perfiles descriptos se determinó en campo secuencia de horizontes, espesor, color, textura, estructura, grado de bioturbación, presencia de óxidos y/o barnices, grado de cementación, tipo de contactos y cambios de facies laterales en los distintas unidades/horizontes identificados. Además se obtuvieron muestras de los distintos niveles/horizontes para efectuar determinaciones cronológicas, mineralógicas, granulométricas, micromorfológicas y contenido de materia orgánica.

En laboratorio, las muestras disturbadas fueron tratadas mediante secado a temperatura ambiente y posteriormente desagregadas mecánica y químicamente. El tratamiento consistió en la eliminación de materia orgánica coloidal, en frío, mediante la aplicación sucesiva de pequeñas dosis de agua oxigenada al 20% y de los cementantes mediante CIH con Buffer NaOAc a pH 5. Seguidamente se efectuó la dispersión química y ultrasónica. La determinación de carbono orgánico se realizó por el método de Walkey y Black modificado por Jackson (1970). El análisis granulométrico se realizó por el método combinado de la pipeta de Khün, para las fracciones menores a 50 micrones, y tamizado vía seca, para las fracciones más gruesas, separadas según los rangos establecidos por el Soil Survey Staff (2006). Cabe aclarar aquí, que los porcentajes de la fracción arcilla determinados por la pipeta de Khün parecen estar sobreestimados en las distintas

muestras analizadas. Por tal motivo a futuro se tratarán de determinar por ejemplo por medio de un analizador de partículas.

La determinación mineralógica de la fracción arcilla ($<2\mu$) se realizó mediante difracción de Rayos X, en la Universidad Nacional de Córdoba, con un equipo Phillips PANalytical, con Goniómetro PW3050/60, a 40 mA y 40 kV, y Ánodo de Cu. El pre-tratamiento de las muestras se llevó a cabo según Besoain (1985).

III.4.2.2 - Resultados

Se presentan a continuación los resultados de dos perfiles de suelo, desarrollados sobre los perfiles descritos en el apartado de "Estratigrafía" de este capítulo, denominados 1C y 1D, ambos localizados en las "pampas de altura" de la cuenca. Se presentan además las descripciones generales de un perfil en proximidades del perfil estratigráfico N° 3, en la margen derecha del A° Papagayos (Fig. III.3.1) y del perfil edáfico desarrollado sobre el perfil estratigráfico N° 6, localizado en el área pedemontana.

- PERFIL 1C

Localización: presentada en el "Contexto Geológico Local" de este capítulo (Fig. III.3.1).

Descripción: La Figura III.4.2 muestra nuevamente el Perfil 1C, donde se reconocieron los siguientes horizontes edáficos: A, AB, 2Bt1, 2Bt2, 2Btk1, 3Btk2, 3BCkm y 4BC, desarrollados sobre las unidades estratigráficas I, II y III (Fig. III.3.4). En la actualidad este perfil complejo y compuesto (suelo actual/paleosuelo) evoluciona integradamente.

La Tabla III.4.2 presenta los datos analíticos de los horizontes muestreados. Los horizontes 2Bt presentan recubrimientos texturales (barnices) en las caras y dentro de los agregados, de espesor y composición variable. En los horizontes 2Bt1 y 2Bt2 los barnices son gruesos y están compuestos por arcilla, óxidos de hierro y humus, disminuyendo éste último en 2Bt2. El horizonte 2Btk1 presenta recubrimientos más delgados y de coloración más rojiza por disminución de humus y presencia de óxidos hierro. En los horizontes 2Btk1, 3Btk2 y

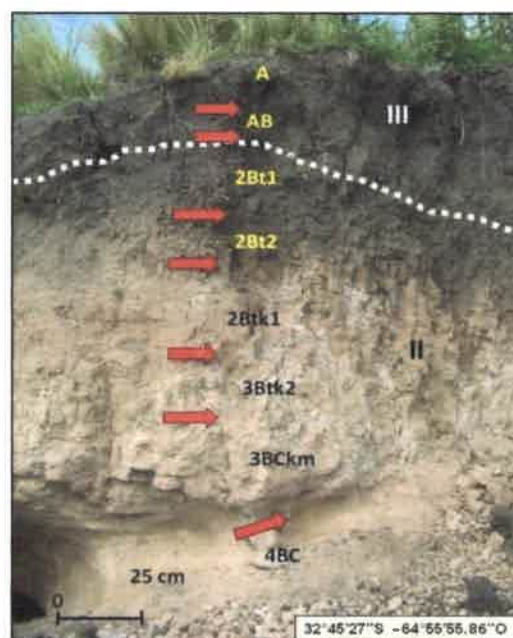


Figura III.4.2. a) Perfil edáfico 1C con los horizontes reconocidos, pampa de altura, cuenca del río Las Cañitas.

3BCkm, el carbonato de calcio es abundante y se presenta diseminado o formando pequeños nódulos y láminas.

En todos los horizontes citados, la mineralogía de la fracción arcilla está dominada por illita; específicamente en el horizonte 3Btk2, está acompañada por caolinita, identificada por sus reflexiones características ubicadas alrededor de los 7,14 Å (001), seguida de una reflexión a 3,57 Å (002) (Fig. III.4.3). Se reconocen, además, en los horizontes Bt, picos a 17 Å (001), que pueden corresponder a interestratificados de illita/esmectita. En estos horizontes, la illita y los interestratificados se encuentran acompañados por óxidos de hierro con sus picos de reflexión característicos, principalmente en 2,69 Å. En todos los horizontes, la fracción de minerales no arcillosos está compuesta por cuarzo y feldespato potásico (Fig. III.4.3 y Tabla III.4.2).

Tabla III.4.2. Datos analíticos de los horizontes de suelo muestreados en el perfil 1C. Referencias: I= illita, I/Sm= interestratificados de illita y esmectita, C= caolinita, OxFe = óxidos de hierro, Qz= cuarzo, Feld K= feldespato potásico, BAG= bloques angulares, BSAG= bloques subangulares, PR= prismática, L= laminar, M= masiva. Barnices: + (escasos), ++ (moderados), +++ (muy abundantes).

Horizonte	A	AB	2Bt1	2Bt2	2Btk1	3Btk2	3BCkm	4BC
Profundidad (cm)	0-12	12-25	25-50	50-65	65-89	89-103	103-136	136- +
Color (matriz)	10YR 4/1	10YR 4/2	7,5YR 4/2	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	7,5YR 6/4	7,5YR 6/3	10YR 6,5/4
Barnices			+++ (10YR 4/1)	+++ (7,5YR 4/2)	+			
Estructura	Fuerte, BAG	Fuerte, BSAG → BAG	Muy fuerte, PR → BAG	Muy fuerte, PR → BAG	Muy fuerte, BSAG regulares	BSAG irregulares	Fuerte, L gruesa (parte superior) y BSAG (parte inferior)	Fuerte, BSAG
Carbonatos					++	+++	+++	
Bloturbación	++	++	+		++	++	++	+++
% Carbono Orgánico	6,04	2,58	2,23	1,41	1,18	0,71	0,65	0,59
% Materia Orgánica	3,62	1,56	1,34	0,85	0,71	0,42	0,38	0,35
Textura (%):								
Arcilla < 2 µm	32,63	31,46	30,29	28,96	28,18	46,43	44,43	30,08
Limo 2-50 µm	49,61	47,61	43,66	45,23	44,89	32,64	34,06	46,03
Arena muy fina 50-100 µm	17,13	20,31	23,79	24,58	26,56	20,47	21,15	23,81
Arena fina 100-250 µm	0,45	0,51	1,17	1,21	0,37	0,38	0,31	0,23
Arena media 250-500 µm	0,15	0,11	0,63	0,02	0,00	0,07	0,06	0,05
Arena gruesa 500-1000 µm	0,04	0,05	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Arena muy gruesa 1-2 mm	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sábulo 2-4 cm	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mineralogía de la fracción arcilla	I Qz Feld K		I I/Sm OxFe Qz Feld K	I I/Sm OxFe Qz Feld K	I I/Sm OxFe Qz Feld K	I C Qz Feld K		I Qz Feld K

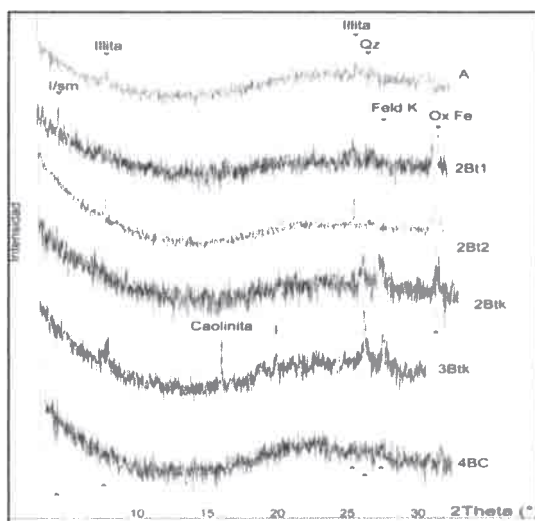


Figura III.4.3. Difractogramas de rayos X de la fracción arcilla de las muestras estudiadas en el perfil 1C. I/Sm = interestratificados illita/esmectita, Qz= cuarzo, Feld K= feldespato potásico, OxFe= óxidos de hierro.

- PERFIL 1D

Localización: presentada en el "Contexto Geológico Local" (Fig. III.3.1).

Descripción: La Figura III.4.4 muestra nuevamente este perfil, junto a los resultados del análisis granulométrico y determinaciones de materia orgánica y carbono orgánico de 7 muestras analizadas. La secuencia, de 3 m de potencia, apoya sobre basamento cristalino y se inicia con un cuerpo de 0,90 m de espesor (Unidad I, Fig. III.4.4), geometría tabular, franco-arcilloso, con abundantes gravillas dispersas, de coloración pardo rojiza, en general masivo y muy bioturbado, con 1,06 % de materia orgánica. Se observan pátinas de óxidos de Fe asociadas a conductos/canalículos de raíces (Fig. III.4.5). Este nivel se ha designado como horizonte 3C. Hacia arriba y en contacto neto se disponen cuatro cuerpos tabulares, con límites internos transicionales, de 2,10 m de potencia total (Unidad II_{1,2,3,4}), arcillo-limosos, masivos a groseramente laminados, con abundantes bioturbaciones y color pardo (Unidad II₁) a pardo oscuro hacia el techo (Unidad II_{2,3,4}), con un contenido de materia orgánica del orden de 2 al 2,47 % en los niveles II₁ a II₃ y de 4,58 % en el II₄. Se observan barnices en los tres niveles inferiores (más gruesos y húmicos en Unidad II₃) y estructura en bloques y prismática, fuerte y compuesta, en toda la unidad. Dentro de esta unidad se han diferenciado los horizontes edáficos 2AB, 2Bt₁, 2Bt₂ y 2BC (Fig. III.4.5).

Mediante contacto neto erosivo suprayace un depósito tabular (Unidad III) de 0,34 m de espesor, arcillo limoso, groseramente laminado, muy bioturbado, con alto contenido de materia orgánica (8%), y color pardo oscuro (horizonte A, Fig. III.4.5), a excepción de su

nivel basal de coloración parda clara/blanquecina, por la presencia de diatomeas. La unidad presenta estructura en bloques y en algunos sectores está cubierta por 0,20 m de materiales sueltos, franco limoso arcillosos, pardo oscuros y con abundantes raíces. Respecto a los materiales de la Unidad I, se observa que las tres fracciones granulométricas más importantes son arcilla (31,56%), limo (26,63%) y arena muy fina (12,98%), siguiendo en importancia las fracciones hasta tamaño arena gruesa (con alrededor del 6-8%) y en menores cantidades las fracciones arena muy gruesa a gravilla (alrededor del 3%) (Fig. III.4.6). Este suelo corresponde al gran grupo de los Argiudoles.

Horizonto	A	2AB	2B ₁	2B ₂	2BC	3C
Profundidad	0-30	34-59	59-94	94-154	154-244	244+
Color (moist)	pardo oscuro y pardo claro/blanquecino (base)	pardo oscuro	pardo oscuro	pardo oscuro	pardo	pardo rojiza
Horizontos			+++	+++	+++	
Estructura	Bloques	Fuerte, prismas a bloques	Fuerte, prismas a bloques	Fuerte, prismas a bloques	Fuerte, prismas a bloques	
Humificación	+++	+++	+++	+++	+++	+++
% Carbono Orgánico	4.85	2.75	1.23	1.48	1.48	0.63
% Materia Orgánica	8.09	4.58	2.05	2.47	2.47	1.08
Textura (%):						
Arcilla < 2 µm	49.26	46.3	45.7	50.98	43.66	31.56
Limo 2-50 µm	47.56	48.89	49.5	42.72	50.76	26.63
Arena muy fina 50-100 µm	3	4.42	3.77	4.75	4.92	12.98
Arena fina 100-250 µm	0.13	0.37	1.02	1.56	0.58	5.98
Arena media 250-500 µm	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	8.17
Arena gruesa 500-1000 µm	0.02					5.88
Arena muy gruesa 1-2 mm						2.63
Sabulosa 2-4 cm						2.96
Gravilla 4-8 cm						3.21

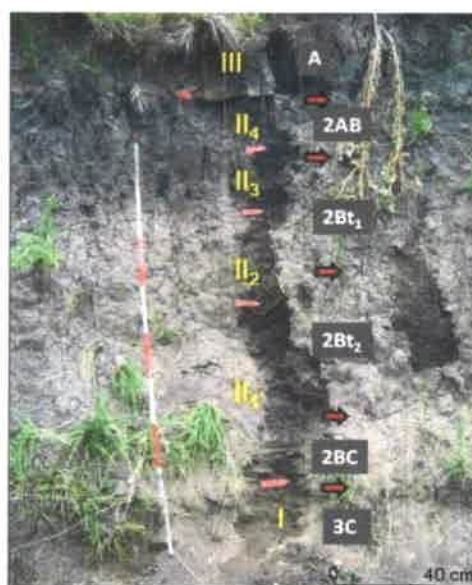


Figura III.4.4. Perfil 1D con las unidades, subunidades y horizontes edáficos diferenciados, y tabla con los resultados analíticos de cada uno de ellas.



Figura III.4.5. Detalle Unidad I, pátinas de óxidos de Fe asociadas a conductos de raíces.

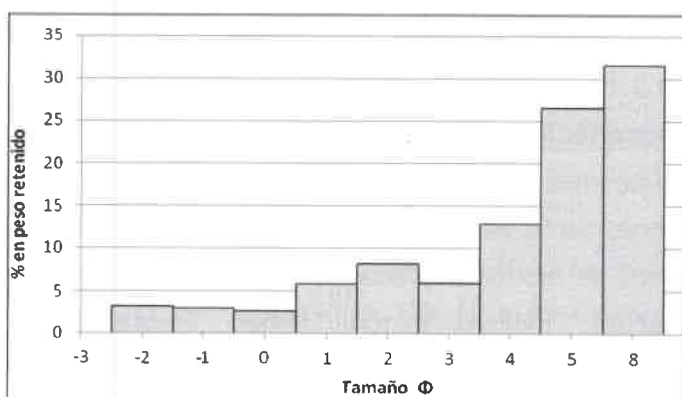


Figura III.4.6. Curva de distribución del tamaño de partícula para la Unidad I del perfil 1D.

- Perfil edáfico en estación de aforo A° PAPAGAYOS

Localización: sector serrano, en proximidades del perfil sedimentario N° 3 (Fig. III.3.1), margen derecha del A° Papagayos.

Descripción: Es un suelo desarrollado sobre secuencias aluviales (Fig. III.4.7) donde es posible reconocer un nivel superior de 0,35 m de espesor (horizonte A), caracterizado por una textura arenosa media a gruesa, con presencia de gravillas dispersas. Posee coloración pardo oscura, un alto contenido en materia orgánica, e importante bioturbación (raíces de vegetación del tipo pastizal).



Figura III.4.7. Suelo desarrollado sobre materiales aluviales en el sector serrano de la cuenca (proximidades del A° Papagayos).

Hacia abajo se observa un nivel de 0,30 m de espesor, arenoso medio a grueso, con gravillas dispersas,

pero de una coloración parda más clara. También posee importante contenido de materia orgánica y óxidos de hierro, y se encuentra con un cierto grado de cementación/diagénesis. Su estructura está dada por bloques a prismas de mayor tamaño que el nivel superior (Bw). Este suelo correspondería al gran grupo de los Hapludoles.

- Perfil edáfico asociado al PERFIL ESTRATIGRÁFICO N°6

Localización: sector pedemontano, ver ubicación del perfil sedimentológico N° 6 (Fig. III.3.1).

Descripción: La Figura III.4.8 muestra con mayor detalle este suelo, desarrollado sobre materiales de origen eólico que cubren las secuencias de bajadas pedemontanas. La zona, como ya se indicara presenta un relieve moderadamente ondulado. Se trata de un perfil de moderado desarrollo, bien drenado, que presenta un horizonte A, de color pardo oscuro, mólico, textura franco limosa-arenosa fina, de 15 cm de potencia. Transicionalmente se pasa a un horizonte de color pardo más claro, menor contenido de materia orgánica, interpretado como un horizonte AC, y finalmente, muy gradualmente se pasa a un horizonte masivo, pardo claro, definido como C. Este suelo correspondería a un Hapludol éntico. Suelos similares han sido caracterizados en Cantú (1998) en la cuenca del A° La Colacha.

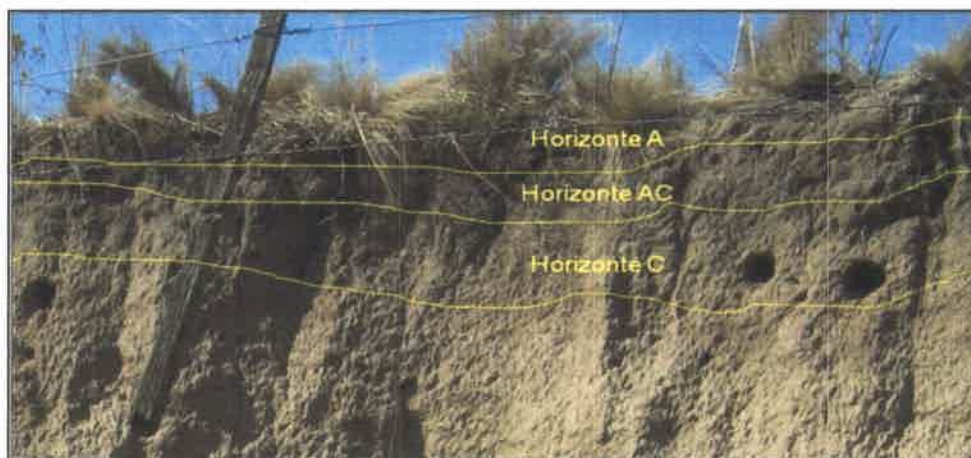


Figura III.4.8. Suelo Hapludol éntico, desarrollado sobre materiales loésicos del área pedemontana.

III.5 - HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

La cuenca del río Las Cañitas drena una superficie de 267,35 Km² sobre la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones, presenta una forma alargada o elongada en sentido NO-SE a triangular, y es una de las principales subcuencas del río Cuarto. Es una cuenca de orden 7, y las dos subcuencas principales que la conforman son las de los ríos La Tapa (186,73 Km²) y Las Tapias (58,52 Km²), ambas con forma elongada y angosta (Fig. III.5.1).

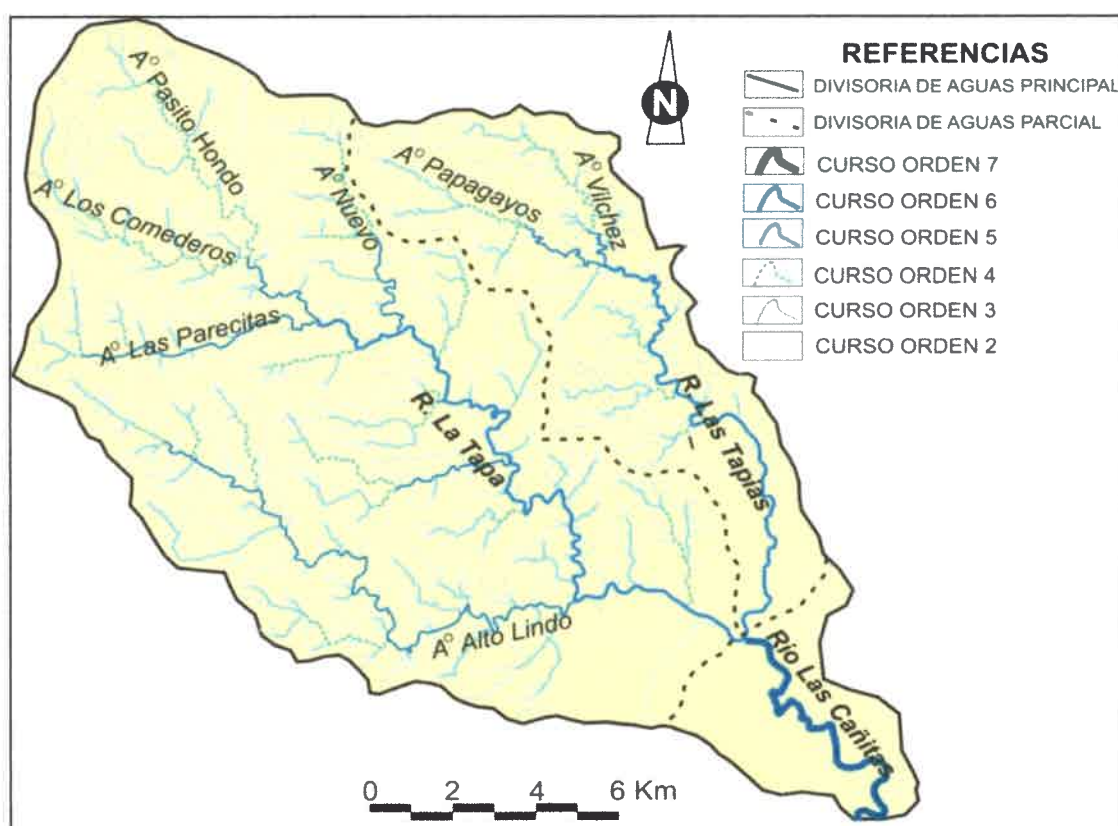


Figura III.5.1. Red de drenaje de la cuenca Las Cañitas.

III. 5.1 – HIDROGRAFÍA

III. 5.1.1 - SUBCUENCA DEL RÍO LA TAPA

III.5.1.1.1 - Arroyos Pasito Hondo, Los Comederos y Las Parecitas

Gran parte de las cuencas de los arroyos Los Comederos y Pasito Hondo (ambos de orden 4), drenan la unidad geomorfológica denominada Paleosuperficie de Erosión Cumbre (Fig. III.3.24). Por su parte, la del A° Las Parecitas, de orden 5, incluye aproximadamente un 20 % del área en dicha unidad geomorfológica, mientras que el resto se desarrolla en la unidad Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial. La forma de estas tres subcuencas es elongada (Fig. III.5.2), siendo la del A° Pasito Hondo triangular.

La subcuenca del A° Los Comederos se desarrolla entre las cotas 1800 y 1460 m.s.n.m., drena un área de 15,96 Km² y la longitud de su cauce es de 10,12 Km. El A° Pasito Hondo, drena un área de 19,21 Km², entre cotas 1850 y 1460 m.s.n.m y la longitud del cauce principal es de 10,81 Km. Por su parte, la subcuenca Las Parecitas, con un área de 14,07 Km², se encuentra entre los 1650 y 1280 m.s.n.m, y la longitud de su cauce es de 9,66 Km.

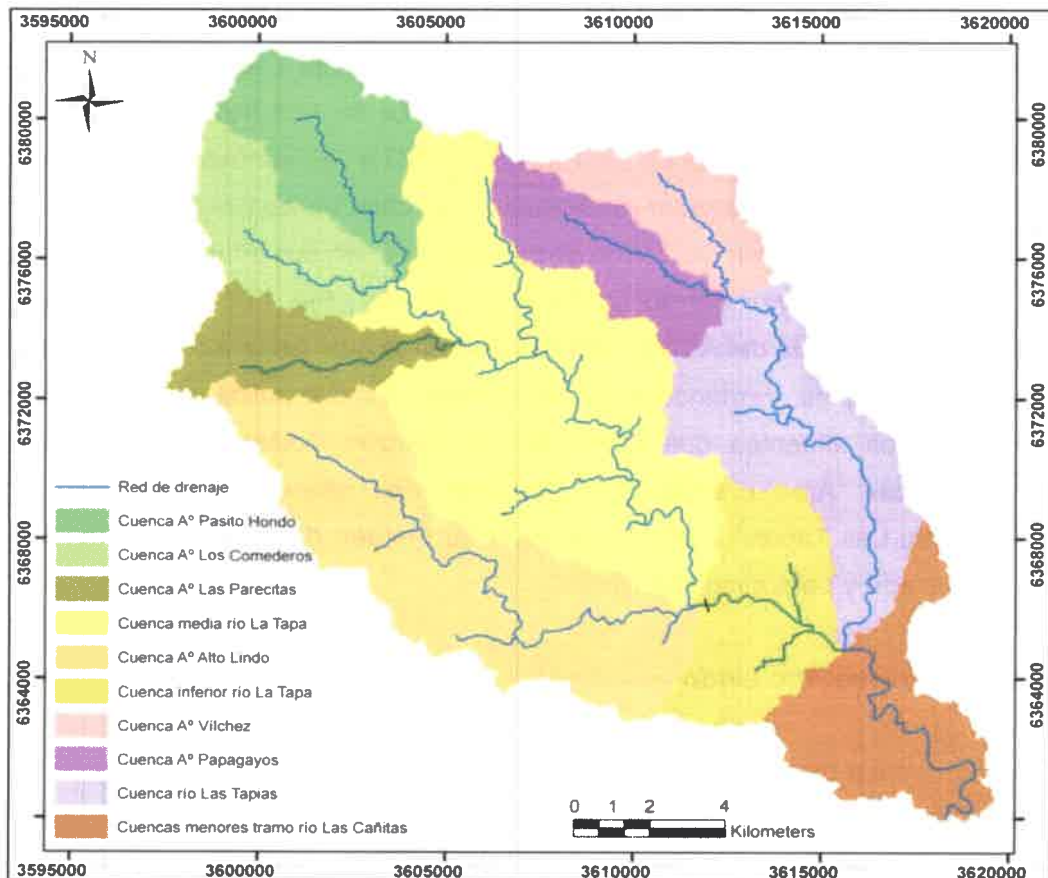


Figura III.5.2. Detalle de las subcuencas estudiadas en la cuenca Las Cañitas, tal como fueron consideradas para la modelación hidrológica (Apartado III.6).

Los tres cursos son de carácter permanente, aunque sus afluentes de primer y segundo orden son temporarios en algunos casos.

En cuanto al diseño de la red de drenaje, en el caso de los tributarios menores es de tipo subdendrítico y los colectores principales muestran un diseño angular-rectangular, controlado por el fracturamiento del basamento (NO-SE y NE-SO). En Andreazzini y Degiovanni (2014) se analiza la densidad de drenaje de subcuencas de orden 3, obteniéndose valores menores a 4.

III.5.1.1.2 - Río La Tapa

La *cuenca media* del río La Tapa (considerada desde la unión de los A° Los Comederos y Pasito Hondo, y hasta su confluencia con el A° Alto Lindo, Fig. III.5.2) se desarrolla casi en su totalidad sobre la unidad geomorfológica "Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial", su tramo final lo recorre sobre el "Área oriental con relieves diferenciales". El área drenada hasta este punto es de 64,01Km², y la longitud del cauce principal es de 21,14 Km. La densidad de drenaje calculada en este ambiente metamórfico, para cuencas de orden 3, tiene un valor de 3,68 (Andreazzini y Degiovanni, 2014). El recorrido general del río La Tapa es de NO a SE, controlado por estructuras de ese rumbo, el diseño es angular-rectangular y su carácter es permanente. Las cuencas de sus tributarios muestran un diseño de tipo dentrítico en sus afluentes menores.

La *cuenca inferior* del río La Tapa (21,55 Km², Fig. III.5.2) se desarrolla aguas abajo de la confluencia del A° Alto Lindo, luego de la cual recorre 5,12 Km hasta confluir con el río Las Tapias, formando el río Las Cañitas, ya a la salida del sector serrano. En este sector, los afluentes que llegan por su margen izquierda drenan las unidades geomorfológicas "Área oriental muy disectada con relieves diferenciales" y "Bloque pedemontano Las Tapias", mientras que por su margen derecha drenan la "Bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales".

III.5.1.1.3 - Arroyo Alto Lindo

La cuenca de este arroyo se localiza entre los 1600 y 715 m.s.n.m., con un área de 47,55 Km². El arroyo tiene régimen permanente, y, al igual que el tramo medio del río La Tapa, drena las dos unidades geomorfológicas citadas anteriormente. Es un curso de orden 5, y su longitud hasta confluir con el río La Tapa, ya en proximidades de la salida del sector serrano, es de 22,84 Km (Figs. III.5.1 y III.5.2). Su cuenca tiene un diseño de

drenaje dendrítico en sus tributarios de menor jerarquía, mientras que el A° Alto Lindo está controlado por estructuras principales de dirección NO-SE en su tramo inicial, y luego OSO-ENE, adquiriendo un patrón angular-rectangular.

III. 5.1.2 - SUBCUENCA DEL RÍO LAS TAPIAS

III.5.1.2.1 - Arroyos Vilchez y Papagayos

Ambos cursos forman la cuenca alta del río Las Tapias (Fig. III.5.1 y III.5.2). El A° Vilchez es un curso de orden 5, nace en el ambiente de rocas metamórficas, pero la mayor parte de su cuenca drena la unidad geomorfológica "Relieves graníticos". Su cuenca se desarrolla entre los 1450 y 880 m.s.n.m., posee un área de 12,4 Km² y el curso principal tiene una longitud de 9,78 Km hasta confluir con el A° Papagayos. La densidad de drenaje en el ambiente granítico posee un valor de 7,12 (Andreazzini y Degiovanni, 2014), y el diseño de la red es fuertemente controlado por el intenso fracturamiento de la roca granítica, adquiriendo un patrón predominantemente rectangular.

La cuenca del A° Papagayos, también de orden 5, se ubica entre las cotas 1580 y 880 m.s.n.m., con un área drenada de 15,03 Km², y una longitud del curso de 9,78 Km. Este arroyo posee gran parte de su recorrido controlado por una notoria fractura de rumbo NO-SE, y su cuenca drena fundamentalmente la unidad geomorfológica "Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial". En su tramo inferior, previo a su confluencia con el A° Vilchez, continúa controlado por esta fractura a lo largo del contacto con el plutón Alpa Corral.

III.5.1.2.2 - Río Las Tapias sector serrano

Desde la confluencia de los A° Papagayos y Vilchez este río recorre 8,40 Km dentro del ambiente serrano. Su régimen hidrológico es permanente, y de manera similar al río La Tapa, mantiene un recorrido general de NO a SE, entre cotas 880 y 750 m.s.n.m., drenando la unidad "Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial". Sus tributarios de orden menor muestran un diseño de drenaje de tipo dendrítico, mientras que el río Las Tapias de tipo angular-rectangular.

III.5.1.2.3 – Río Las Tapias sector extraserrano

En su tramo extraserrano el río Las Tapias realiza su recorrido de 7,69 Km hasta confluir con el río La Tapa (cota 675 m.s.n.m.). Desde su inicio en la confluencia de los A° Vílchez y Papagayos hasta su unión con el río La Tapa drena un área de 24,72 Km². En este trayecto, drena la unidad "Bloque pedemontano Las Tapias" por su margen derecha, y las unidades "Faja fluvial del río Las Tapias" y "Bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales" por su margen izquierda. La densidad de drenaje en este ambiente pedemontano es menor, y el diseño de la red es aún controlado por el fracturamiento del basamento, que se encuentra aflorando en partes, o a escasa profundidad.

En las proximidades de la localidad de Las Tapias, este curso adquiere un carácter temporario, manteniéndose así hasta su confluencia con el río La Tapa.

III. 5.1.3 - CUENCAS MENORES TRAMO RÍO LAS CAÑITAS

Desde su origen en la confluencia de los ríos La Tapa y Las Tapias (cota 675 m.s.n.m.) y hasta su unión con el río Piedras Blancas (cota 650 m.s.n.m.), el río Las Cañitas drena la asociación geomorfológica "Planicie de agradación pedemontana". Su recorrido, en dirección NO-SE, es de 10,4 Km, drenando un área aproximada de 22 Km² (Figs. III.5.1 y III.5.2). En este tramo no recibe aportes de ningún afluente.

Posee un régimen hidrológico permanente, aunque algunos cientos de metros previamente a su unión con el río Piedras Blancas se torna temporario.

III.5.2 – HIDROMETRÍA

En este apartado se analiza información hidrométrica relacionada a diferentes cursos de la cuenca de estudio. Se presentan los caudales instantáneos medidos en la red de monitoreo efectuada en la cuenca durante el desarrollo de esta Tesis.

Por otra parte se presenta el análisis de la información perteneciente a dos estaciones de la Red Hidrométrica Nacional existentes en la cuenca, en los ríos La Tapa y Las Tapias, a cargo de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH), como así también la de una estación limnimétrica instalada en el río Las Cañitas por el Dpto. de Geología de la UNRC.

III.5.2.1 - ANÁLISIS DE CAUDALES

III.5.2.1.1 - Red de aforos de la cuenca

Se seleccionó una red de estaciones de aforo distribuidas en distintas posiciones de la cuenca, teniendo en consideración las salidas de las principales subcuencas y la litología presente, además de las condiciones hidrométricas básicas (accesibilidad, estabilidad de la sección, etc.).

Los aforos instantáneos se realizaron entre junio de 2010 y marzo de 2014, tratando de representar las distintas estaciones del año. Cabe aclarar que en varias ocasiones resultó imposible acceder a las estaciones de los cursos de menor orden localizados en las cabeceras de los tributarios principales (Los Comederos, Pasito Hondo, Vilchez, etc.)

Para determinar la velocidad de la corriente se utilizó un micromolineté hidrométrico o un velocímetro acústico doppler, ambos marca OTT, y se empleó el método de la sección media (y compensación en las orillas cuando ha sido necesario) para el cálculo del área de paso. En algunas ocasiones, por problemas técnicos con los otros equipamientos, o en situación de crecidas, debió utilizarse el método del flotador para determinar velocidad de la corriente. A pesar de aplicar las correcciones para este método (se multiplicó al valor obtenido por un coeficiente de corrección de 0,8), los valores resultaron igualmente elevados respecto a otras mediciones en similares condiciones.

La Figura III.5.3 muestra las distintas estaciones de la red de aforos, y están incluidas también dos estaciones pertenecientes a la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación (Estaciones La Tapa y Las Tapias), ambas localizadas a la salida del sector serrano de la cuenca, donde actualmente se registran niveles hidrométricos, pero en el pasado se determinaron además caudales. También en la estación 13 se encuentra un limnómetro instalado por el Dpto. de Geología de la UNRC.

En la estación La Tapa durante el periodo 1939-1980 se obtuvo un módulo de $1,63 \text{ m}^3/\text{seg}$ y, en Las Tapias, durante 1940-1981, un módulo de $0,58 \text{ m}^3/\text{seg}$ (SSRH, 2009a). De estas series sólo están disponibles los datos de caudales medios mensuales (Fig. III.5.4), y datos de caudales máximos medios diarios de cada año, con valores de hasta $402 \text{ m}^3/\text{s}$ (octubre de 1956) y $100 \text{ m}^3/\text{s}$ (octubre de 1943), en las estaciones La Tapa y Las Tapias, respectivamente (SSRH, 2004). Por lo tanto, al no contar con los datos de altura ni caudal instantáneo del periodo aforado, no se dispone de una curva Altura vs. Caudal, no pudiendo calcular los caudales correspondientes a los máximos niveles de agua registrados. Durante esta Tesis se efectuó la búsqueda de tan valiosos

datos en distintas reparticiones que pudieron haber recibido la información de la Ex empresa del estado Agua y Energía, no habiéndose localizado los mismos.

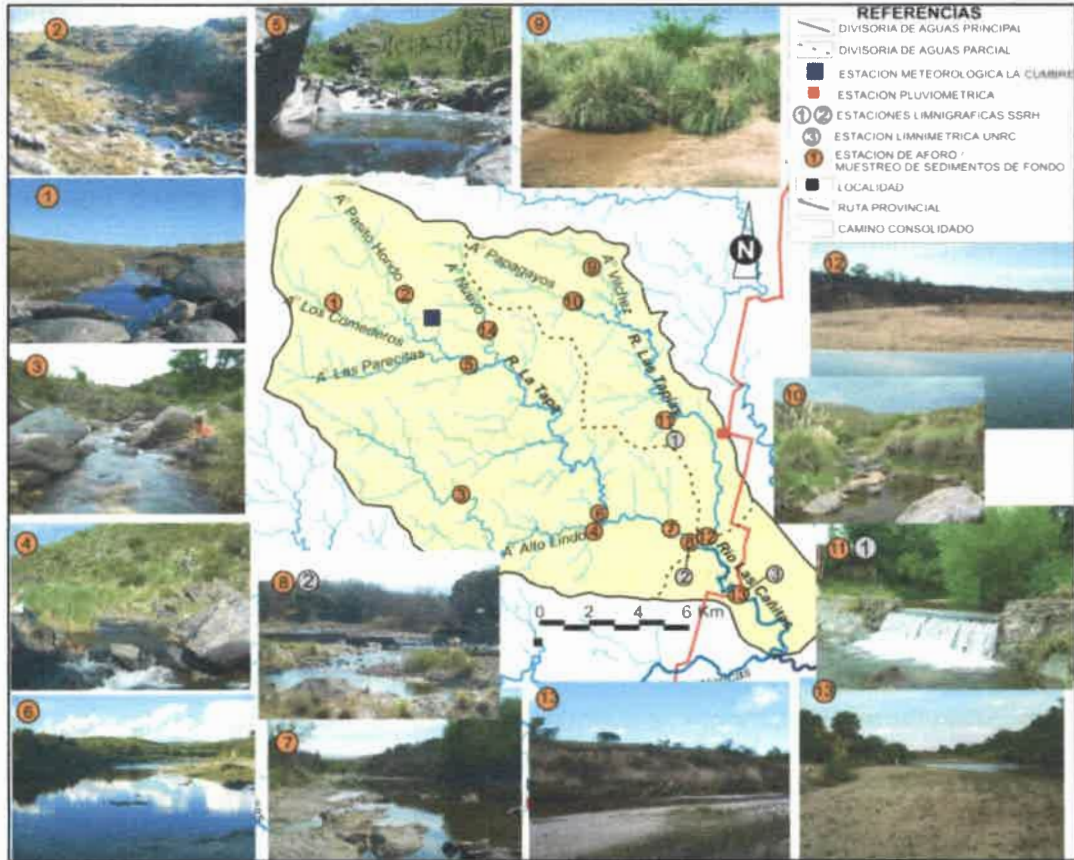


Figura III.5.3. Distribución y fotografías de las estaciones de aforo relevadas durante esta Tesis y de las dos estaciones limnigráficas de la SSRH.

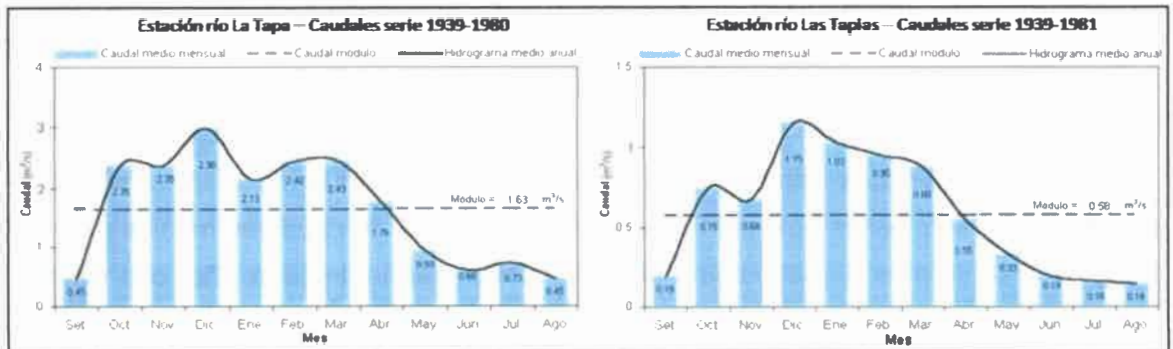


Figura III.5.4. Hidrogramas medios mensuales de estaciones en ríos La Tapa y Las Tapias. Tomado de SSRH (2009a).

En la Tabla III.5.1 se sintetiza la información de todos los aforos realizados durante esta Tesis, y además se ha señalado en distintos colores aquellos realizados en oportunidades en que los cursos se encontraban con una leve crecida (cola de hidrograma).

Tabla III.5.1. Aforos realizados en las distintas estaciones de la cuenca del río Las Cañitas. Profundidad y velocidad de la corriente son promedios. En colores se señalizan aforos realizados en leves crecidas.

Estación de Aforo	Curso	Fecha	Ancho (m)	Prof. (m)	Velocidad (m/s)	Caudal (m ³ /s)	Estación de Aforo	Curso	Fecha	Ancho (m)	Prof. (m)	Velocidad (m/s)	Caudal (m ³ /s)
1	A° Los Comederos	28/08/2010	2.10	0.10	0.07	0.015	9	A° Vilchez	11/02/2010	0.80	0.08	0.50	0.018
1	A° Los Comederos	17/09/2010	0.50	0.18	0.16	0.014	9	A° Vilchez	18/03/2011	0.64	0.09	0.38	0.026
1	A° Los Comederos	18/11/2010	0.50	0.20	0.25	0.025	9	A° Vilchez	28/04/2011	1.45	0.06	0.21	0.017
1	A° Los Comederos	30/11/2010	2.20	0.40	0.10	0.113	9	A° Vilchez	05/08/2011	0.85	0.04	0.26	0.012
1	A° Los Comederos	17/02/2011	0.50	0.09	0.55	0.019	9	A° Vilchez	01/12/2011	0.45	0.14	0.26	0.013
1	A° Los Comederos	29/08/2011	0.37	0.06	0.38	0.007	9	A° Vilchez	12/12/2012	2.80	0.10	0.56	0.164
1	A° Los Comederos	18/12/2011					9	A° Vilchez	27/02/2012	1.20	0.07	0.33	0.027
1	A° Los Comederos	01/12/2011	0.35	0.05	0.27	0.004	10	A° Papagayos	02/11/2010	4.20	0.15	0.15	0.069
1	A° Los Comederos	12/12/2012	1.50	0.09	0.10	0.011	10	A° Papagayos	18/03/2011	4.70	0.05	0.19	0.054
1	A° Los Comederos	27/02/2013	1.90	0.29	0.02	0.011	10	A° Papagayos	26/04/2011	4.20	0.05	0.15	0.047
2	A° Pasito Hondo	28/08/2010	2.50	0.50	0.05	0.067	10	A° Papagayos	05/08/2011	1.25	0.08	0.16	0.020
2	A° Pasito Hondo	30/11/2010	13.70	0.21	0.11	0.384	10	A° Papagayos	01/12/2011	0.90	0.06	0.14	0.010
2	A° Pasito Hondo	29/08/2011	0.59	0.08	0.33	0.011	10	A° Papagayos	27/02/2012	1.70	0.15	0.07	0.019
2	A° Pasito Hondo	01/12/2011	1.30	0.09	0.12	0.019	11	Río Las Tapias *	28/08/2010	6.40	0.10	0.10	0.092
2	A° Pasito Hondo	12/12/2012	1.35	0.14	0.10	0.022	11	Río Las Tapias	19/08/2010	5.00	0.14	0.09	0.069
2	A° Pasito Hondo	27/02/2013	3.00	0.26	0.02	0.012	11	Río Las Tapias	11/02/2010	5.00	0.15	0.16	0.151
3	A° Alto Lindo	18/11/2010	2.85	0.25	0.18	0.153	11	Río Las Tapias *	18/03/2011	3.80	0.09	0.24	0.113
4	A° Alto Lindo	18/11/2010	2.60	0.32	0.22	0.228	11	Río Las Tapias *	26/04/2011	3.00	0.08	0.18	0.066
4	A° Alto Lindo	30/11/2010	8.50	0.56	0.19	1.180	11	Río Las Tapias ***	05/08/2011	1.20	0.16	0.12	0.039
4	A° Alto Lindo	18/03/2011	2.60	0.32	0.20	0.251	11	Río Las Tapias ***	01/12/2011	0.82	0.07	0.41	0.035
4	A° Alto Lindo	28/04/2011	4.00	0.26	0.21	0.208	11	Río Las Tapias	14/02/2012	9.50	0.15	0.17	0.481
4	A° Alto Lindo	05/08/2011	3.85	0.18	0.15	0.111	11	Río Las Tapias	04/06/2012	5.70	0.11	0.21	0.140
4	A° Alto Lindo	01/12/2011	3.60	0.19	0.17	0.077	11	Río Las Tapias	22/11/2012	14.00	0.22	0.64	2.210
4	A° Alto Lindo	14/02/2012	2.90	0.32	0.16	0.186	11	Río Las Tapias	12/12/2012	7.50	0.20	0.39	0.599
4	A° Alto Lindo	04/06/2012	4.30	0.36	0.24	0.370	11	Río Las Tapias	27/02/2013	7.00	0.14	0.09	0.089
4	A° Alto Lindo	22/11/2012	14.20	0.42	0.44	3.130	11	Río Las Tapias	01/10/2013	2.50	0.08	0.12	0.030
4	A° Alto Lindo	12/12/2012	4.70	0.25	0.42	0.484	11	Río Las Tapias	26/03/2014	6.40	0.30	0.26	0.690
4	A° Alto Lindo	27/02/2013	12.00	0.15	0.09	0.16	12	Río Las Tapias	19/08/2010				0.000
4	A° Alto Lindo	01/10/2013	7.00	0.08	0.36	0.23	12	Río Las Tapias	18/03/2011				0.000
5	Río La Tapa	30/11/2010	4.75	0.24	0.68	0.681	12	Río Las Tapias	28/04/2011				0.000
5	Río La Tapa	29/08/2011	0.36	0.17	0.75	0.035	12	Río Las Tapias	05/08/2011				0.000
5	Río La Tapa	01/12/2011	0.77	0.13	0.60	0.050	12	Río Las Tapias	01/12/2011				0.000
5	Río La Tapa	27/02/2013	1.00	0.24	0.12	0.029	12	Río Las Tapias	06/04/2012				0.000
6	Río La Tapa	18/11/2010	7.50	0.20	0.17	0.444	13	Río Las Cañitas	28/08/2010	7.90	0.28	0.66	2.357
6	Río La Tapa	30/11/2010	10.50	0.33	0.57	5.064	13	Río Las Cañitas	02/11/2010	10.80	0.13	0.23	0.455
6	Río La Tapa	18/03/2011	10.00	0.34	0.14	0.462	13	Río Las Cañitas	30/11/2010	12.50	0.47	0.54	5.539
6	Río La Tapa	28/04/2011	9.00	0.14	0.09	0.192	13	Río Las Cañitas	18/03/2011	10.40	0.48	0.06	0.301
6	Río La Tapa	05/08/2011	4.70	0.21	0.12	0.155	13	Río Las Cañitas **	28/04/2011	8.20	0.10	0.20	0.157
6	Río La Tapa	01/12/2011	6.90	0.13	0.14	0.229	13	Río Las Cañitas	05/08/2011	4.5	0.18	0.058	0.045
6	Río La Tapa	14/02/2012	11.00	0.36	0.15	0.771	13	Río Las Cañitas	01/12/2011	2.10	0.09	0.22	0.048
6	Río La Tapa	27/02/2013	7.00	0.11	0.18	0.173	13	Río Las Cañitas	14/02/2012	13.30	0.13	0.25	0.655
7	Río La Tapa	11/02/2010	10.60	0.39	0.07	0.451	13	Río Las Cañitas	09/03/2012	24.70	0.29	0.78	5.630
7	Río La Tapa	14/02/2012	10.00	0.29	0.24	0.898	13	Río Las Cañitas	04/08/2012	6.6	0.11	0.521	0.477
7	Río La Tapa	12/12/2012	15.00	0.34	0.13	0.883	13	Río Las Cañitas	25/10/2012	24.20	0.20	0.60	3.340
7	Río La Tapa	27/02/2013	18.00	0.23	0.11	0.433	13	Río Las Cañitas	22/11/2012	32.00	0.50	1.29	20.650
7	Río La Tapa	01/10/2013	2.65	0.13	0.36	0.153	13	Río Las Cañitas	12/12/2012	21.0	0.18	0.21	0.978
8	Río La Tapa	19/08/2010	5.00	0.20	0.22	0.219	13	Río Las Cañitas	27/12/2012	18.0	0.13	0.19	0.516
8	Río La Tapa	18/03/2011	5.00	0.22	0.24	0.340	13	Río Las Cañitas	07/02/2013	18.50	0.11	0.18	0.473
8	Río La Tapa	28/04/2011	5.00	0.17	0.33	0.323	13	Río Las Cañitas	27/02/2013	18.00	0.13	0.12	0.279
8	Río La Tapa	05/08/2011	5.00	0.13	0.26	0.155	13	Río Las Cañitas	12/04/2013	30.5	0.14	0.53	2.440
8	Río La Tapa	01/12/2011	5.00	0.14	0.25	0.171	13	Río Las Cañitas	01/10/2013	1.50	0.04	0.34	0.020
8	Río La Tapa	04/06/2012	5.00	0.29	0.46	0.740	13	Río Las Cañitas	14/11/2013	13.00	0.11	0.16	0.240
							13	Río Las Cañitas	26/03/2014	19.90	0.15	0.22	2.310
							13	Río Las Cañitas	13/02/2015	32.00	0.30	0.85	9.120
							14	A° Nuevo	01/12/2011	1.1	0.12	0.197	0.0238

* Aforo en canal natural, 50 m aguas arriba de la estación limnigráfica de SSRH

** Aforo en dos canales naturales, 50 m aguas abajo de la sección habitual

*** Aforo en canal rocoso 200 m agua debajo de la estación limnigráfica de SSRH

Las estaciones 1, 2, 9, 10 y 14 corresponden a afluentes menores de la cuenca. Los gráficos presentados en la Figura III.5.5 muestran los caudales instantáneos determinados en ellos (excepto el A° Nuevo, al cual se tuvo acceso sólo en una oportunidad). A excepción del aforo del 30/11/10, donde se observó una leve crecida (Tabla III.5.1, coloreados en gris), los caudales de base registrados en estos afluentes son del orden de 0,02 m³/seg (A° Los Comederos), 0,08 m³/seg (A° Pasito Hondo), 0,02 m³/seg (A° Vilchez), 0,06 m³/seg (A° Papagayos) y 0,02 m³/seg (A° Nuevo).

Se desea aclarar que algunos caudales determinados dentro del periodo seco (fechas 28/6/10 y 4/6/11), tanto en estos arroyos como en los que se describirán a continuación, resultaron llamativamente elevados, y esto puede asociarse a que en estas oportunidades se utilizó el método del flotador para determinar la velocidad de la corriente.

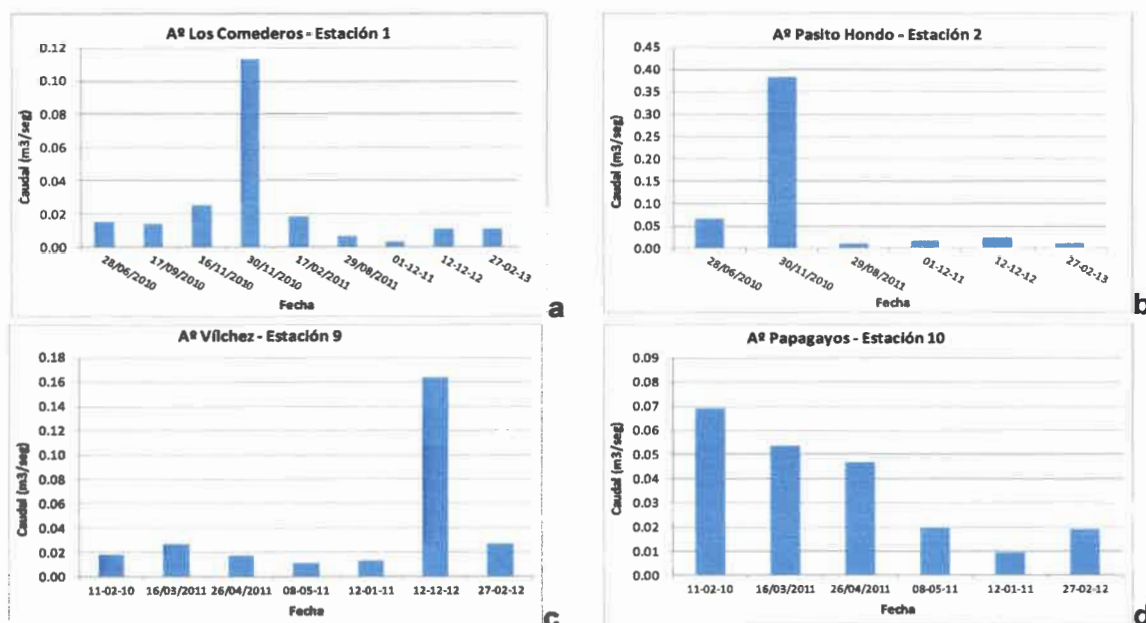


Figura III.5.5. Caudales instantáneos medidos en los afluentes menores de la cuenca Las Cañitas. a) A° Los Comederos, b) A° Pasito Hondo, c) A° Vilchez y d) A° Papagayos.

El A° Alto Lindo fue aforado sólo en una oportunidad en la estación 3, por razones de accesibilidad, mostrando un caudal de 0,15 m³/seg (Tabla III.5.1). Ya previo a su confluencia con el río La Tapa (estación 4), muestra una media de 0,23 m³/seg (sin considerar las dos fechas en que estaba crecido). En la Figura III.5.6-a se observa la variación de los caudales a lo largo del año, evidenciando los mayores valores en la estación lluviosa, y en la III.5.6-b una vista en las proximidades de la sección de aforo en la crecida del 22/11/12. En esta última oportunidad, los datos pluviométricos de días

previos registrados en la estación La Cumbre mostraron 10,6 mm el 17/11, 21 mm el 18/11 (ambas precipitaciones de baja intensidad, con máximo de 4 mm en el intervalo de 15 minutos), y 36,2 mm el 21/11, ésta última lluvia con intensidades de hasta 10,2 mm en 15 minutos.

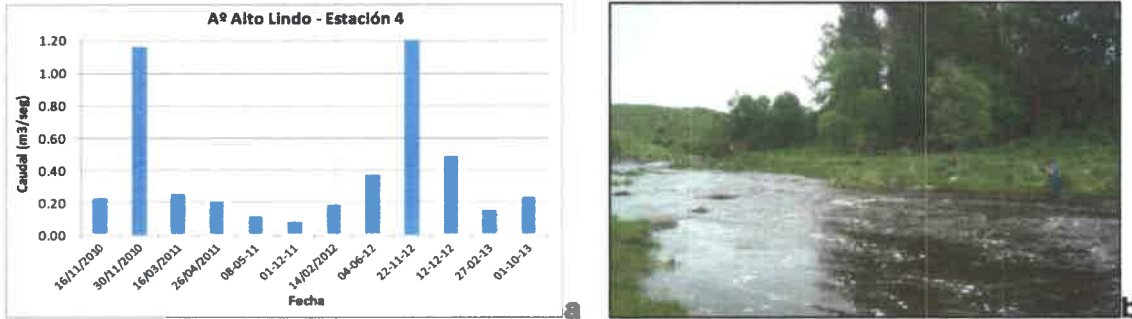


Figura III.5.6. a) Caudales medidos en la estación 4 sobre el A° Alto Lindo. b) Cola de crecida del 22/11/12.

El río La Tapa por su parte mostró valores de 0,3-0,5 m³/seg en la estación 5 (Fig. III.5.7-a), mientras que previo a la confluencia con el A° Alto Lindo (estación 6), registra valores del orden de 0,23-0,46 m³/seg durante los meses de primavera-verano, los cuales se reducen a alrededor de 0,16-0,19 m³/seg en los meses de bajas precipitaciones. En las dos colas de crecida aforadas los caudales fueron de 5,04 y 0,77 m³/seg (Fig. III.5.7-b). La Figura III.5.8 muestra una vista de la confluencia del río La Tapa y el A° Alto Lindo en condiciones de estiaje, y la Figura III.5.9 durante la bajante de la crecida del 22/11/12.

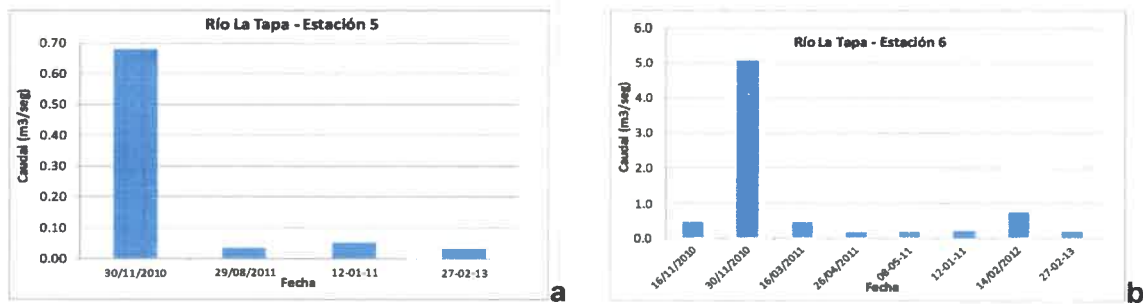


Figura III.5.7. a) Caudales medidos en la estación 5 y b) en la estación 6 en el río La Tapa.

Ya en la estación 8, los caudales medidos en la estación de mayores lluvias variaron de 0,32 a 0,45 m³/seg, y en la crecida del 14/02/12 se obtuvo un caudal de 0,90 m³/seg. Una excepción fue el valor de 0,17 m³/seg del 01/12/11, notoriamente inferior debido al retraso del inicio de las precipitaciones ese año. Para los meses más secos los caudales fueron del orden de 0,15-0,22 m³/seg (Fig. III.5.10a). En algunas ocasiones, por

razones de accesibilidad, se aforó en la estación 7, localizada 1800 m aguas arriba de la 8.



Figura III.5.8. Confluencia del A° Alto Lindo y el río La Tapa en condiciones de estiaje.



Figura III.5.9. Vista de la confluencia del río La Tapa y el A° Alto Lindo, cola de crecida del 22/11/12.

Por otro lado, en la estación 11 sobre el río Las Tapias, se aforó en algunas oportunidades en el vertedero de la estación de la SSRH, pero en otras en una sección del canal natural en sus proximidades, debido a la presencia de un árbol alterando la sección de paso. Los caudales medidos en los meses más secos fueron del orden de 0,03-0,09 m³/seg, mientras que para los más lluviosos de 0,09-0,15 m³/seg (exceptuando el valor del 01/12/11, de 0,035 m³/seg) (Fig. III.5.10b). En colas de crecida aforadas los valores fueron de 0,48 (14/2/12), 2,21 m³/seg (22/11/12) y 0,6 m³/seg (12/12/12).

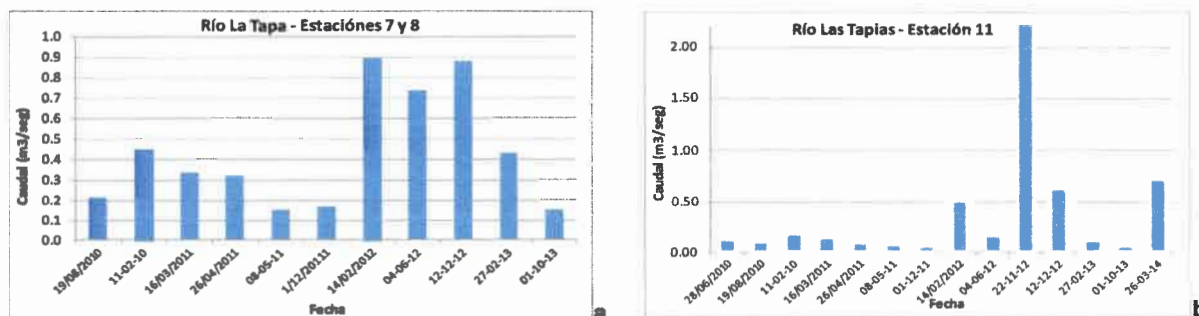


Figura III.5.10. a) Caudales medidos en las estaciones 7 y 8 en el río La Tapa. b) Caudales medidos en la estación 11 en el río Las Tapias.

Aproximadamente unos 2000-2500 m aguas abajo de la estación 11, este curso adquiere un carácter temporario, manteniéndose así hasta su confluencia con el río La

Tapa. La foto de la Figura III.5.11 muestra el río Las Tapias en este tramo, la foto fue aportada por un poblador local, y corresponde a la crecida del 05/12/11. Otra vista de esta sección se aprecia en la Figura III.5.12, en la crecida del 22/11/12.

Finalmente, en el río Las Cañitas, la estación 13, inicialmente localizada aguas arriba del puente sobre la Ruta Provincial 23, fue luego trasladada unos 1000 metros aguas abajo (siempre dentro del tramo de diseño semiconfinado), hacia la sección donde se instaló un limnómetro por parte del Dpto. de Geología de la UNRC.



Figura III.5.11. Crecida del río Las Tapias en sector extraserrano (05/12/11).



Figura III.5.12. Crecida del río Las Tapias en sector extraserrano (22/11/12).

Los caudales para el periodo seco en general mostraron valores del orden de 0,02 a 0,16 m³/seg, mientras que los de los meses de primavera-verano del orden de 0,23-3,30 m³/seg. Aforos de colas de crecidas arrojaron caudales de hasta 20,65 m³/seg (Fig. III.5.13). La Figura III.5.14 muestra la sección 13 trasladada adonde se encuentra el limnómetro, durante la crecida del 22/11/12, mientras que las Figuras III.5.15 y III.5.16 muestran la sección de aforo inicial de la estación 13, evacuando un caudal perteneciente a la cola del hidrograma de la crecida del 30/11/10 y a la crecida del 14/02/14, respectivamente.

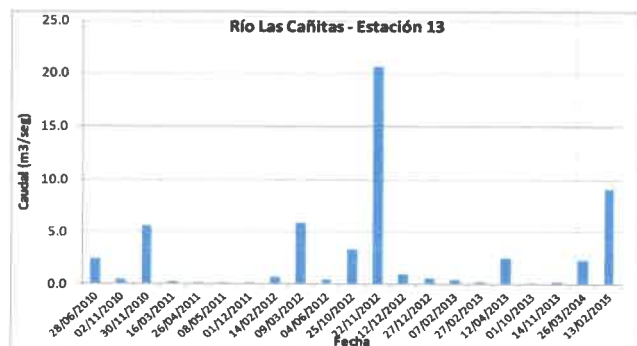


Figura III.5.13. Caudales medidos en la estación 13 en el río Las Cañitas.



Figura III.5.14. Vista de la estación 13, en la sección del limnómetro, crecida del 22/11/12.



Figura III.5.15. Vista de la estación 13, cola de crecida del 30/11/101.



Figura III.5.16. Vista de la estación 13, cola de crecida del 14/02/14.

III.5.2.1.2 - Estimación de caudales de crecida

A partir de relevamiento de marcas de crecida, y cálculo de velocidad por Manning o mediciones con flotador, se estimaron caudales de crecidas en algunos de los principales afluentes y en el propio río Las Cañitas. Por otra parte, en algunas oportunidades donde pudieron observarse bajantes de crecidas, se estimaron los caudales utilizando el método del flotador para el cálculo de la velocidad. Toda esta información se sintetiza en la Tabla III.5.2 y en la Figura III.5.17.

Tabla III.5.2. Caudales de crecida estimados para distintos cursos de la cuenca Las Cañitas.

Río/Arroyo	Estación de aforo	Fecha	Área sección de paso (m ²)	Perímetro mojado (m)	Radio Hidráulico	Pendiente	n de Manning	Velocidad Manning (m/seg)	Velocidad Flotador (m/seg)	Caudal estimado (m ³ /seg)
VILCHEZ	Estación 9	12/12/2012	44.0					1.75		77.0
ALTO LINDO	Estación 4	18/03/2011	20.0	22	0.91	0.008	0.085	1.25		25.0
ALTO LINDO	Aguas arriba de Estación 4	18/05/2012	69.9	33.21	2.10	0.008	0.069	2.05		143.5
ALTO LINDO	Estación 3	18/11/2010	32.2	26.55	1.21	0.010	0.054	2.12		68.2
LAS TAPIAS	Aguas abajo estación 11	13/02/2012	22.4	27.39	0.82	0.008	0.064	1.18		26.3
LAS TAPIAS	Aguas abajo estación 11	18/05/2012	26.4	25.98	1.01	0.008	0.060	1.45		38.3
LAS TAPIAS	Aguas abajo estación 11	13/02/2014	56.5					1.75		118.5
LAS TAPIAS	2.7 Km Ag. Ab. estación 11 (La Coronela)	13/02/2014	123.2	117.65	1.05	0.007	0.075	1.15		141.7
LA TAPA	Estación 8	18/05/2012	111.1	55.30	2.01	0.007	0.063	2.17		241.4
LAS CAÑITAS	Aguas arriba estación 11 (Pte. Ruta 23)	18/05/2012	117.3	62.16	1.89	0.004	0.043	2.16		253.2
LAS CAÑITAS	Estación 11 (Limnómetro)	09/03/2012	87.8	98.49	1.776	0.003	0.05	1.77		155.2
LAS CAÑITAS	Estación 11 (Limnómetro)	18/05/2012	95.8	42.14	2.27	0.003	0.045	2.41		199.6
LAS CAÑITAS	Estación 11 (Limnómetro)	22/11/2012	16.0						1.29	20.7
LAS CAÑITAS	Aguas arriba estación 11 (Pte. Ruta 23)	14/02/2014	90.0						2	180.0
LAS CAÑITAS	Aguas arriba estación 11 (Pte. Ruta 23)	14/02/2014	125.0					2.5		313.5
LAS CAÑITAS	Aguas arriba estación 11 (Pte. Ruta 23)	22/02/2014	28.0						1.52	42.6
LAS CAÑITAS	Estación 11 (Limnómetro)	14/02/2014	113.4					2.8		322.8
LAS CAÑITAS	Estación 11 (Limnómetro)	25/02/2015	168.7					2.4		408.1

III.5.2.1.3 - Relación entre caudales y pluviometría

Se relacionó la serie de caudales medios mensuales (QMM) de las dos estaciones de la SSRH de los periodos disponibles ya mencionados y el total de precipitaciones

mensuales, tomadas desde la serie Las Tapias-Los Chañares, para estos mismos años. Los gráficos se presentan en las Figuras III.5.18 y III.5.19, para las estaciones La Tapa y Las Tapias, respectivamente. Para una mejor visualización se ha distribuido la información en 4 gráficos para cada caso.



Río Las Cañitas, sección limnógrafo, marcas de febrero/14.



Río Las Tapias, sección aguas abajo limnógrafo SSRH, marcas de febrero/14.



Río Las Cañitas, sección limnógrafo, marcas del 25/02/15



A° Vílchez, estación de aforo 9, marcas diciembre/12



Río Las Tapias, tramo pedemontano, marcas de febrero/14.

Figura III.5.17. Relevamiento de marcas de crecida en algunos cursos de la cuenca.

En el caso de la estación La Tapa, en general se observa que los QMM más elevados se registraron durante los meses más lluviosos. Analizando siempre los periodos del año más húmedos, el gráfico de la Figura III.5.18 se pueden diferenciar 5 ciclos. El *primero* abarca desde septiembre/39 a noviembre/44, donde al analizar los QMM se observa que casi todos los años hay meses que superan los $5 \text{ m}^3/\text{seg}$, y los totales mensuales de precipitación son superiores a los 150 mm también en varios meses. Dentro de este primer ciclo se destaca el período septiembre a diciembre de 1939, donde se registraron precipitaciones mayores a 200 mm mensuales, y los QMM de octubre y diciembre fueron de 13,7 y $16,2 \text{ m}^3/\text{seg}$, respectivamente. También se destacan las lluvias de octubre de 1943, con un total de 246,1 mm.

El *segundo ciclo* se extiende hasta diciembre/52, es un período más seco, donde los QMM fueron en general menores a $4 \text{ m}^3/\text{seg}$. Si bien en algunos meses se registraron precipitaciones acumuladas cercanas a los 140 mm mensuales, no se generaron picos de crecida importantes que elevaran los QMM, ya sea porque fueron lluvias localizadas más bien en el piedemonte (recordar que los pluviómetros Las Tapias y Los Chañares se localizan a la salida de las sierras), o en todo caso fueron lluvias de baja intensidad. El *tercer ciclo* se extiende hasta abril/66, aquí hubo varios meses que acumularon más de 150 mm, e incluso algunos más de 200 mm. Los QMM estuvieron en el orden de 5 a $9 \text{ m}^3/\text{seg}$ en casi todos los años. Dentro de este ciclo se destacan octubre/56 con 315,7 mm de precipitación y febrero/58 con 197,2 mm, y en ambos meses los QMM superaron los $20 \text{ m}^3/\text{seg}$.

El *cuarto ciclo* es más seco, y se extiende hasta septiembre/72. Los QMM en general fueron inferiores a los $2 \text{ m}^3/\text{seg}$, y, si bien hubo meses donde los registros de lluvias mensuales alcanzaron los 150 mm (al igual que en el ciclo más seco citado precedentemente), no se generaron crecidas importantes. En este caso debe tenerse en cuenta que los registros de este periodo corresponden a la estación Los Chañares, con lo que puede inferirse que en la cuenca de Las Cañitas los totales mensuales de lluvias podrían haber sido menores.

El *quinto ciclo* se extiende hasta el final del registro (agosto/80), es un período más húmedo donde en casi todos los años hubo meses con más de 150 mm de lluvia acumulada, y donde los QMM superaron varios meses los $4 \text{ m}^3/\text{seg}$, y en tres oportunidades los $8 \text{ m}^3/\text{seg}$ (diciembre/72, marzo/78 y febrero/79).

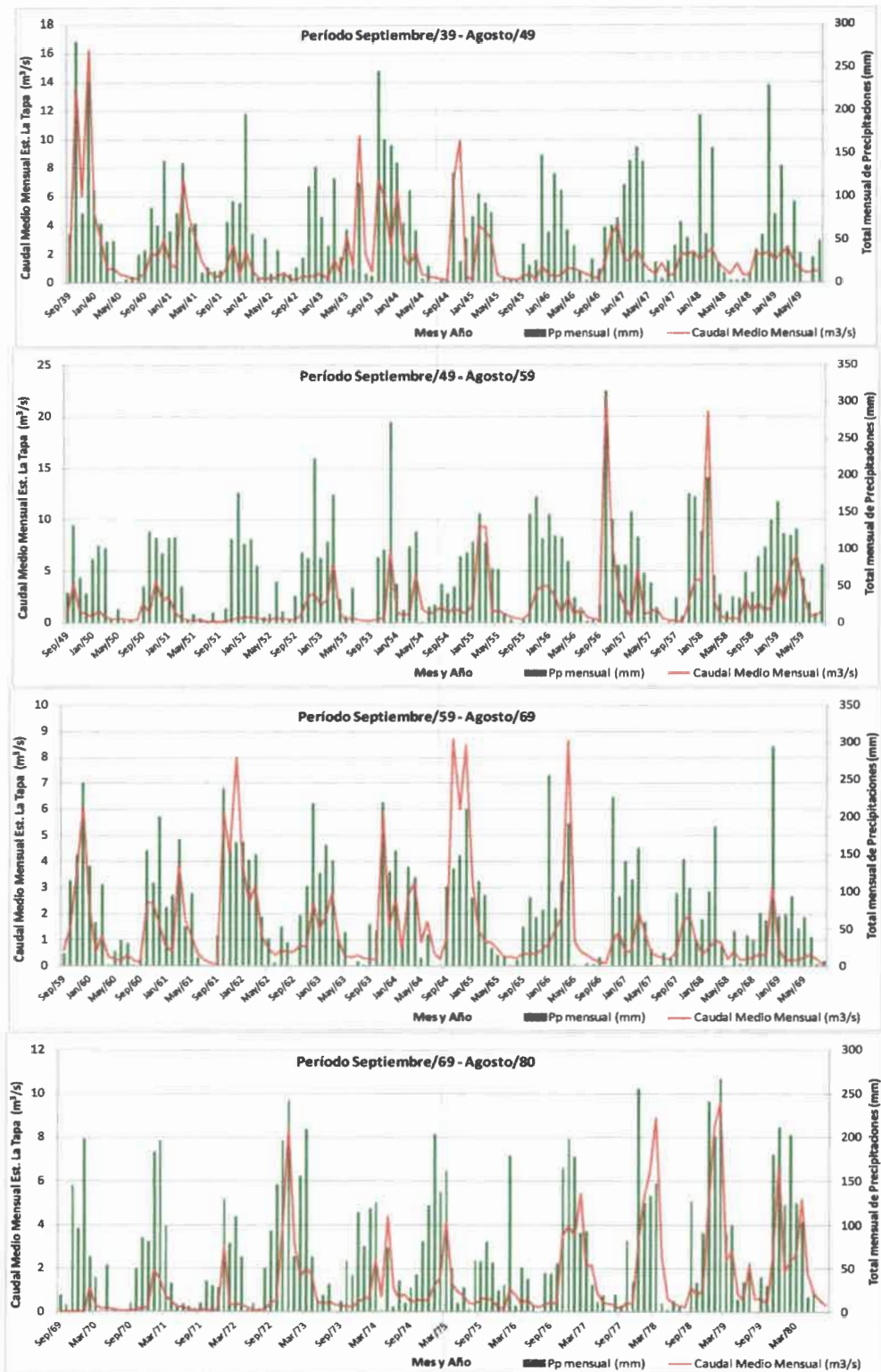


Figura III.5.18. Comparación de los caudales medios mensuales de la estación La Tapa (SSRH, 2009) y los totales de precipitación mensual de la serie Las Tapias-Los Chafares. Período septiembre de 1939 a agosto de 1980.

Por otro lado, para el caso de la estación Las Tapias, pudieron diferenciarse 4 ciclos (Fig. III.5.19). En general coinciden con los analizados para la estación La Tapa, aunque con algunas diferencias. El *primero* de ellos se extiende hasta noviembre/52 y se caracteriza por QMM en general bajos (menores a $1 \text{ m}^3/\text{seg}$), con precipitaciones mensuales que no superaron los 150 mm. Dentro de este ciclo se destacan el mes de octubre de 1943, que, como ya se indicara registró importantes precipitaciones, con lo cual se generaron caudales de crecida que elevaron el valor medio mensual a $6,5 \text{ m}^3/\text{seg}$, y el mes de febrero/47 con un QMM cercano a los $2,5 \text{ m}^3/\text{seg}$.

El *segundo ciclo* es más húmedo y abarca hasta marzo/67, y en general tuvieron un QMM entre 2 y $3 \text{ m}^3/\text{seg}$, destacándose febrero/55, con $5,6 \text{ m}^3/\text{seg}$, octubre/56 con $5,8 \text{ m}^3/\text{seg}$ (en esta oportunidad también registró un importante QMM en La Tapa) y octubre/61, con $4,75 \text{ m}^3/\text{seg}$. Igualmente dentro de este ciclo hubo años en que los QMM fueron menores a $2 \text{ m}^3/\text{seg}$.

El *tercer ciclo*, más seco, es corto, y se extiende hasta octubre/69. Los QMM en general no superan $1 \text{ m}^3/\text{seg}$, y las precipitaciones totales mensuales también en general son menores. Se destaca el mes de abril/69 con 295 mm, aunque sin elevar el QMM.

Finalmente el *cuarto ciclo* es más húmedo y abarca hasta el final del registro disponible (junio/81). Los QMM fueron del orden de 2 a $5 \text{ m}^3/\text{seg}$ y las lluvias mensuales alcanzaron los 200 mm en algunos meses, casi todos los años. Algunos meses de este ciclo, tales como noviembre/69-enero/70 y enero-febrero/72, mostraron QMM elevados sin que se hayan registrado precipitaciones significativas en tales meses o los previos. Esto permite inferir que en estos casos los mayores caudales podrían asociarse a que en la estación pluviométrica Los Chañares (a la cual pertenecen estos meses) se registraron menos lluvias que en la cuenca Las Cañitas, o bien también podrían interpretarse como relacionados más a lluvias del sector serrano que del piedemonte.

III.5.2.2 - ANÁLISIS DE NIVELES HIDROMÉTRICOS

Las dos estaciones limnigráficas pertenecientes a la SSRH poseen un sistema de flotante, mientras que la instalada recientemente por el Dpto. de Geología de la UNRC dispone de un sensor de presión.

Los registros de las estaciones de la SSRH son levantados mensualmente por personal de la misma SSRH. Los mismos están disponibles en su página web, en la Base de Datos Hidrológica Integrada (SSRH, 2014), y se dispone de los registros con un atraso de aproximadamente 2 a 3 meses.

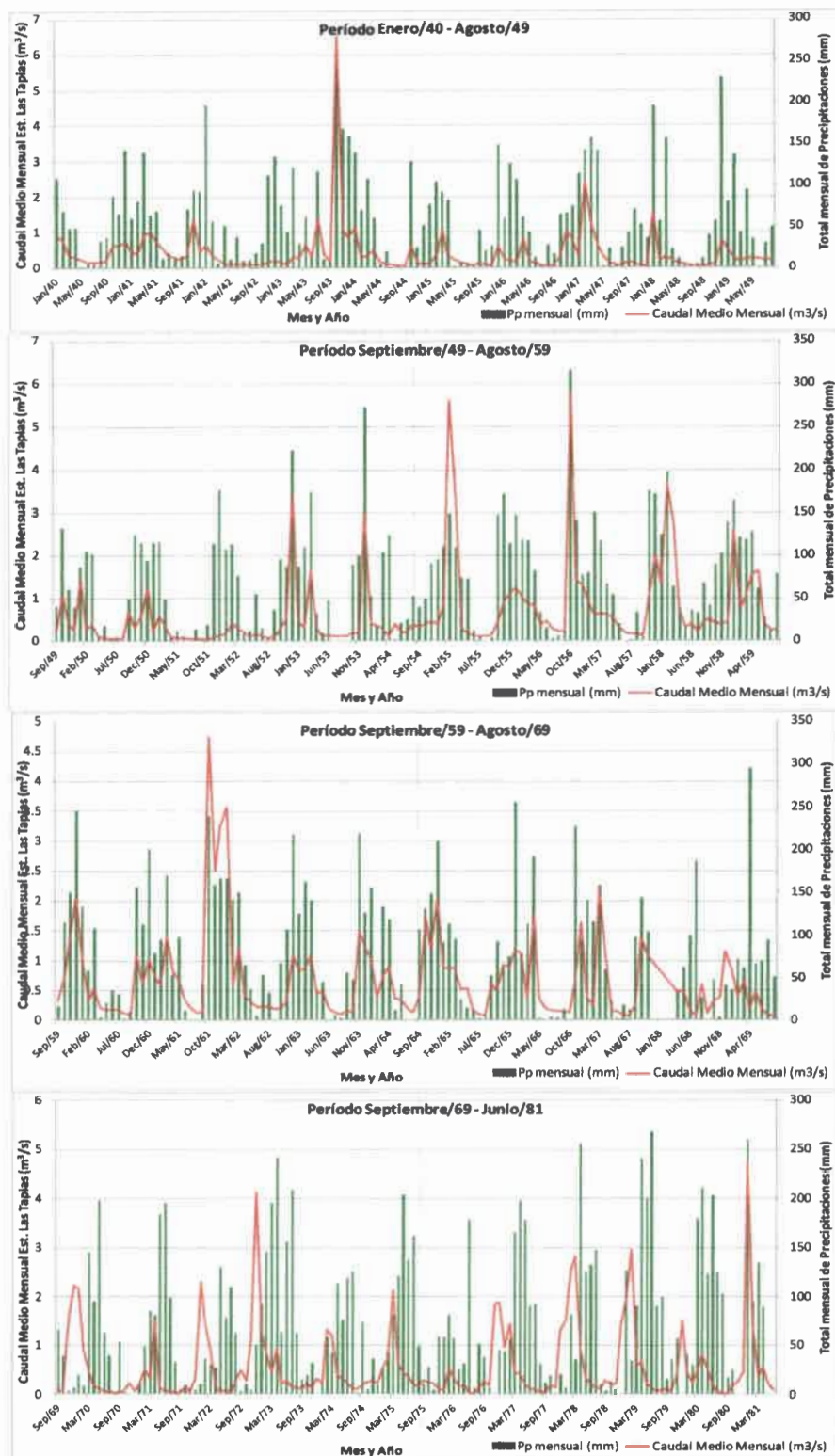


Figura III.5.19. Comparación de los caudales medios mensuales de la estación Las Tapias (SSRH, 2009) y los totales de precipitación mensual de la serie Las Tapias-Los Chañares. Período enero de 1940 a junio de 1981.

Por su parte la estación de la UNRC posee un panel solar que alimenta la caja registradora y los datos son bajados en determinados tiempos en función del intervalo de registro y llenado de la memoria. La interrupción en los registros de esta estación el 13/11/13 se debió a la caída de un rayo que quemó casi por completo el limnómetro, pudiendo volver a ponerlo en condiciones recién en marzo de 2014.

III.5.2.2.1 - Tratamiento de datos del río La Tapa

La estación de la SSRH denominada La Tapa registra altura de agua desde el 01/07/1958, con algunos periodos de interrupción. El nivel máximo registrado fue de 3,26 m el 07/01/2007 (SSRH, 2009c y d).

A modo de ejemplo, se muestra en la Figura III.5.20 el limnigrama construido con los datos correspondientes al periodo septiembre/11-abril/12. En este caso se dispone de datos cada 1 hora, pero a lo largo de todo el registro alternan periodos con lectura cada 1 hora, cada 3 horas, cada 10, cada 24 horas, etc. e incluso meses enteros en que el registro se ha discontinuado.

En este limnigrama quedan definidos claramente dos ciclos. Uno donde las alturas hidrométricas son muy bajas (en general menores a 0,15 m, excepto algunos pequeños picos de tormentas de octubre/11) que se extiende hasta mediados de diciembre, y otro ciclo a partir de enero fundamentalmente, donde se dan los principales picos de alturas de agua, asociados a los meses de mayores precipitaciones (febrero-abril para este año particularmente). La máxima altura registrada en este periodo fue de 1,71 m.

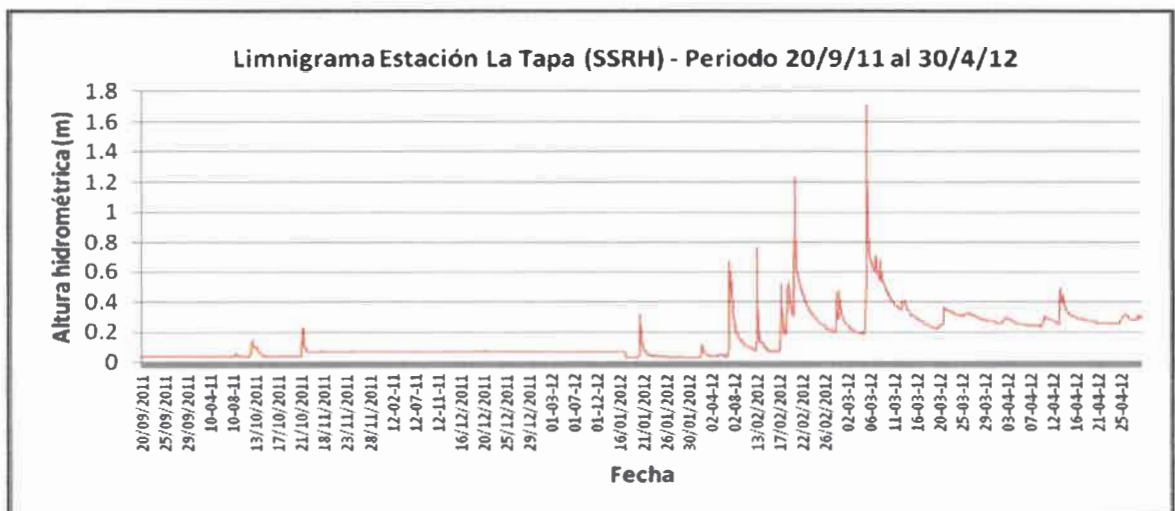


Figura III.5.20. Limnigrama de la Estación La Tapa.

Se ha observado además, a partir de la comparación de registro de lluvias y niveles de agua y, especialmente para la subcuenca La Tapa, que muchas de las precipitaciones ocurren en el sector inferior de la cuenca, ya que en varias oportunidades en que se registraron crecidas la estación La Cumbre no registró precipitaciones.

Se cita a modo de ejemplo el hietograma de una precipitación de 46,4 mm del 06/03/12 (Fig. III.5.21), para la cual se registró el limnigrama observado en la misma figura, con datos tomados cada una hora.

Como puede apreciarse, el limnigrama es asimétrico, el tiempo al pico (de altura 0,2 a 1,7 m) es de aproximadamente 2 hs, mientras que la curva de recesión tiene dos segmentos bien diferenciados, uno de alta pendiente donde desciende desde 1,7 a 0,9 m en aproximadamente 8 hs, y otro casi plano donde se mantiene el valor de altura en 0,6 m durante un tiempo superior a las 10 hs. Como se observa en este caso, y al igual que en la mayoría de los picos del limnigrama de la Figura III.5.20, los niveles de agua se mantienen elevados durante varios días luego de pasado el pico de la tormenta, en el caso particular analizado, recién a los 14 días se vuelve a una altura hidrométrica de 0,22 m. Este comportamiento es bastante común en estos cursos serranos, donde la liberación de agua se da paulatinamente, tanto desde los suelos más desarrollados de las pampas de altura y de los más someros en el resto de esta cuenca, como así también desde el sistema de fracturas más superficiales en los macizos rocosos. Este proceso ha sido observado en el campo luego de la crecida del 30/11/10 (Fig. III.5.22). En esta oportunidad se registró un total de 49 mm de lluvia durante los días 28 y 29 de noviembre en la Est. Pluviométrica Las Tapias (piedemonte) y el registro de un puestero en los alrededores del A° Los Comederos fue de un total de 66 mm de precipitación entre el 27 y 29 de noviembre de 2010.

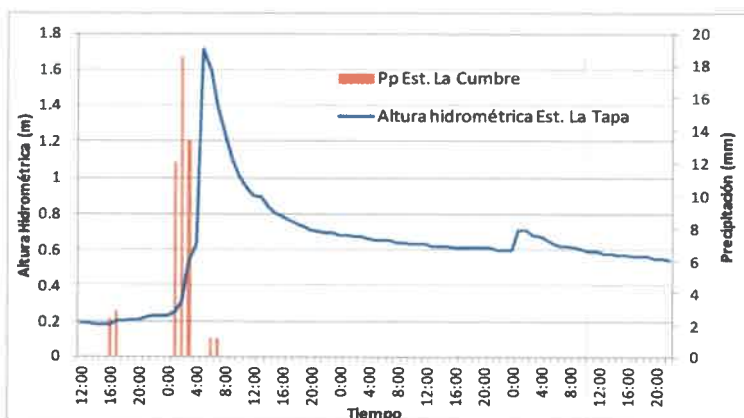


Figura III.5.21. Hietograma de tormenta registrada en estación La Cumbre el 6/3/12 (total 46,4 mm), y limnigrama registrado en la estación La Tapa de la SSRH. Datos cada 1 hora.



Figura III.5.22. Aporte de agua al A° Pasito Hondo, 12 hs luego de la lluvia del 30/11/10.

III.5.2.2.2 - Tratamiento de datos río Las Tapias

Al igual que la estación La Tapa, esta registra altura de agua desde el 01/07/1958, siendo el máximo observado de 4,16 m el 28/04/2006 (SSRH, 2009c y d). En general esta estación registra un dato diario, aunque algunos periodos lo ha hecho cada 1 hora.

A modo de ejemplo, la Figura III.5.23 presenta el limnigrama construido con los datos de septiembre/11 a abril/12. Se observa un periodo donde las alturas hidrométricas son menores, pero en este caso ocurren varios picos menores (principalmente en octubre-noviembre/11) asociados a las lluvias de estos dos meses, que fueron más importantes en el sector pedemontano (registro de estación pluviométrica Las Tapias, Fig. III.3.17). Las mayores alturas de este periodo se registraron en febrero y marzo de 2012.

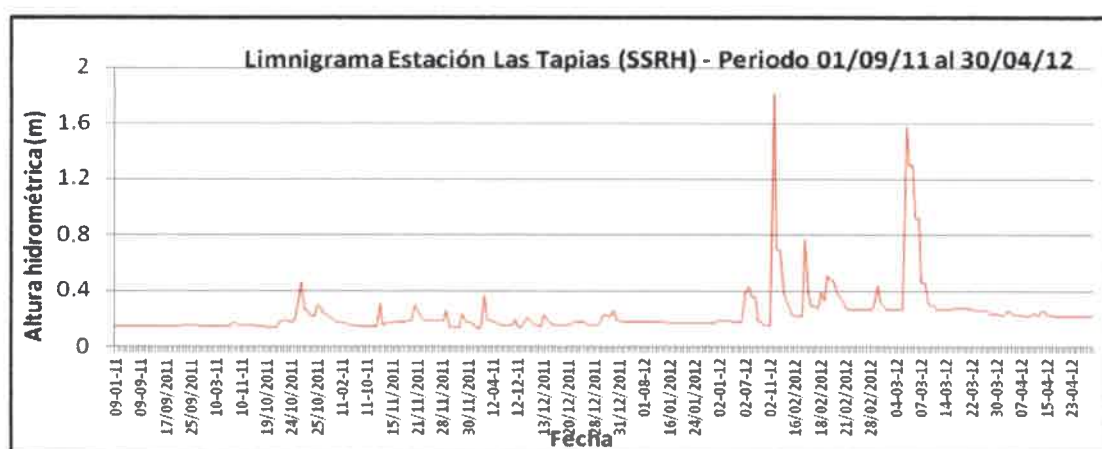


Figura III.5.23. Limnigrama de la Estación Las Tapias.

III.5.2.2.3 - Tratamiento de datos río Las Cañitas

Desde fines de octubre del 2012 se cuenta con información de niveles hidrométricos en el río Las Cañitas, mediante un limnómetro marca GENICA instalado por el Dpto. de Geología de la UNRC. El sitio se localiza específicamente a 730 m aguas abajo del puente sobre Ruta Provincial Nº 23, sobre la margen izquierda (Figs. III.5.24 y III.5.25). Se desea aclarar que una de las principales razones por la que se escogió esta sección fue debido a la accesibilidad y a la presencia permanente de propietarios en este campo. Al igual que en gran parte de su recorrido por el piedemonte, el río Las Cañitas alterna la posición de su thalweg, de modo que este limnómetro ha registrado niveles

especialmente en las crecidas, o en cortos periodos, durante los meses de bajo caudal, donde el río se ha recostado sobre su margen izquierda.



Figura III.5.24. Tareas de instalación del limnómetro en el río Las Cañitas.



Figura III.5.25. Bajada de datos desde caja registradora del limnómetro.

Las Figuras III.5.26 a III.5.29 presentan limnigramas elaborados a partir del registro de esta estación, especialmente para los periodos de mayores precipitaciones durante el año. La Figura III.5.26 muestra un registro continuo con lecturas cada 15 minutos, donde se observa claramente un periodo con varios picos de crecida, entre el inicio del registro de la estación en octubre/12 hasta el 5/12/12. Luego se distingue otro ciclo sin crecidas (salvo una pequeña el 31/01/13). Si se comparan estos niveles de agua con los datos de precipitaciones mensuales de las estaciones La Cumbre y Las Tapias (Fig. III.3.17) puede verse que diciembre/12 y febrero/13 fueron meses con escasas lluvias, mientras que en enero si bien fueron mayores, el río Las Cañitas tampoco registró crecidas (salvo la del 31/01/13), esto asociado a que fueron varias lluvias de pocos milímetros y de baja intensidad (Tabla III.1).

Las Figuras III.5.27 y III.5.28 representan las alturas hidrométricas desde octubre/13 a abril/14, tomadas cada 15 minutos. Como ya se mencionara, este registro se vio interrumpido entre el 13/11/13 y el 26/03/14. La Figura III.5.29 muestra los niveles cada 30 minutos para un periodo más seco en el año, abarcando desde el 31/07/14 al 24/10/14, donde sólo se registraron dos pequeñas crecidas con alturas hidrométricas próximas a los 0,20 y 0,70 m. Finalmente, la Figura III.5.30 corresponde al registro cada

15 minutos entre el 14/11/14 y el 28/03/15. Se observa un primer ciclo (hasta el 24/01/15) con muy leves crecidas, excepto la del 31/12/14 que alcanzó casi los 3 m el nivel de agua, y un segundo ciclo (hasta inicios de marzo/2015) donde ocurrieron numerosos eventos de crecida, uno de ellos alcanzando los 4,5 m.

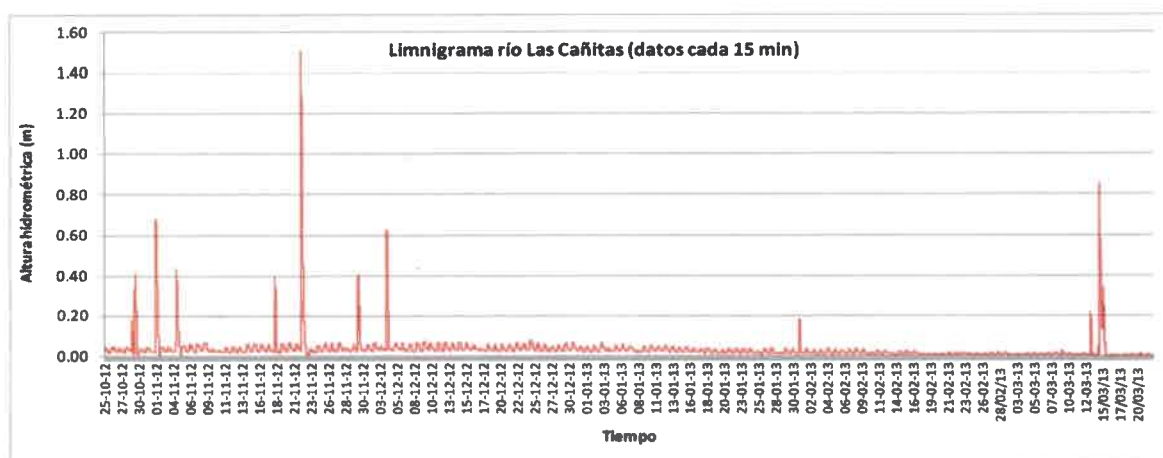


Figura III.5.26. Limnigrama de la estación ubicada sobre el río Las Cañitas, datos tomados cada 15 minutos (Periodo 25/10/12, 12:00 hs. al 22/3/13, 10:00 hs.)

El análisis de limnigramas de crecidas registrados en el río Las Cañitas (Fig. III.5.31) permite observar que, en la mayoría de los casos el tiempo transcurrido entre la lectura del nivel del caudal de base y el nivel del caudal pico es muy reducido, siendo menor a 15 minutos (mínimo intervalo de lectura del limnómetro) o a 30-60 minutos (por ejemplo de fechas 22/11/12, 11/10/13, 31/12/14), mientras que en unos pocos casos este tiempo es mayor, y se encuentra entre 1:45 horas y 3:15 horas (4/11/12). La máxima altura registrada desde la instalación del limnómetro fue 4,5 m (25/02/15), donde alcanzó el máximo nivel en 1:30 hs (Fig. III.5.31).

Al analizar los registros limnométricos en relación a las precipitaciones que generan el ascenso en los niveles, se ha observado que los que se producen en menor tiempo se vinculan a lluvias de intensidad mayor registrados en la cuenca alta (esta información se analizará en el siguiente apartado).

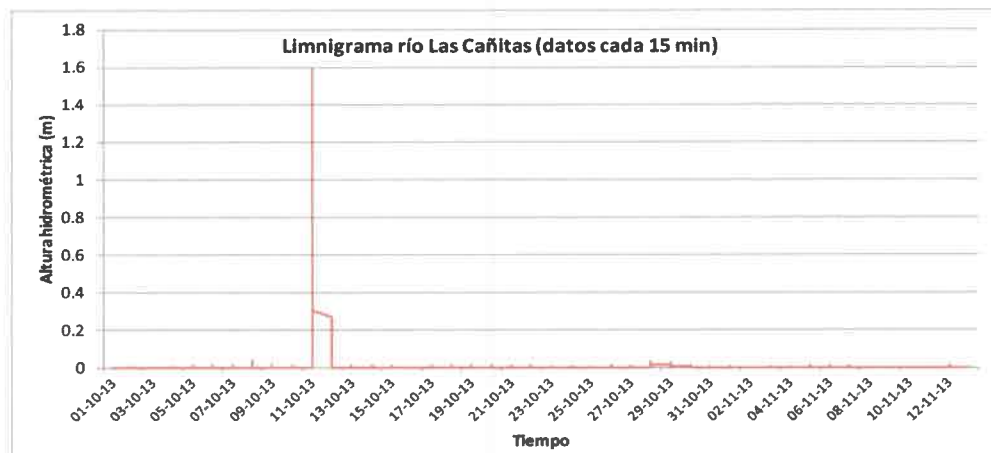


Figura III.5.27. Limnigrama de la estación ubicada sobre el río Las Cañitas, datos tomados cada 15 minutos (Período 1/10/13, 15:00 hs – 13/11/13, 5:30 hs.).

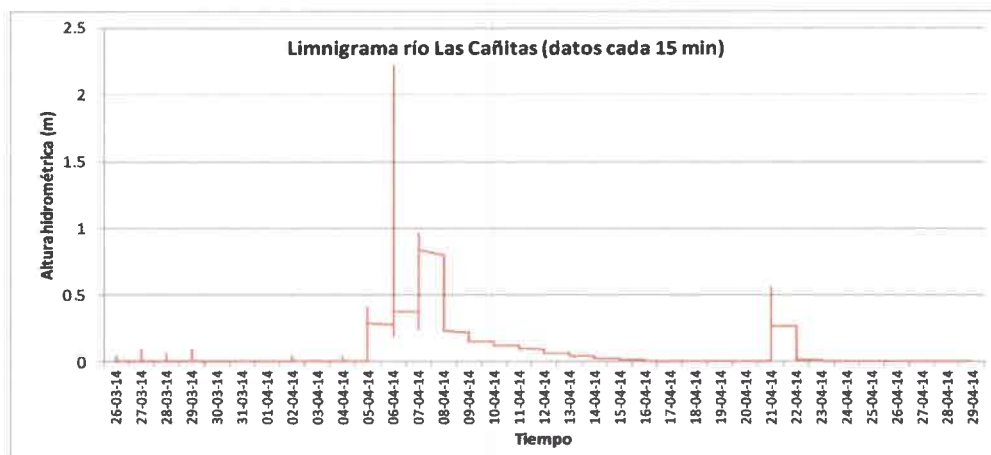


Figura III.5.28. Limnigrama de la estación ubicada sobre el río Las Cañitas, datos tomados cada 15 minutos (Período 26/03/14, 10:45 hs – 29/04/14, 10:15 hs.).

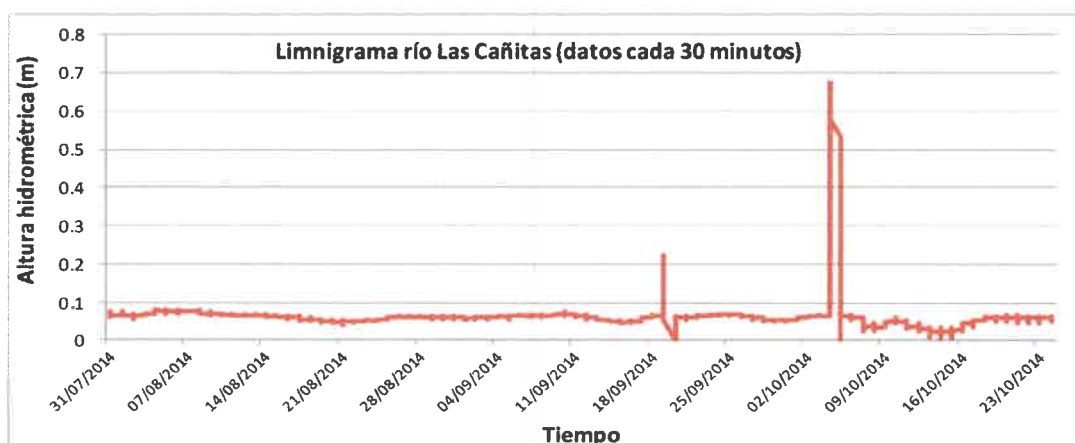


Figura III.5.29. Limnigrama de la estación ubicada sobre el río Las Cañitas, datos tomados cada 30 minutos (Período 31/07/14, 10:30 hs – 24/10/14, 12:30 hs.).

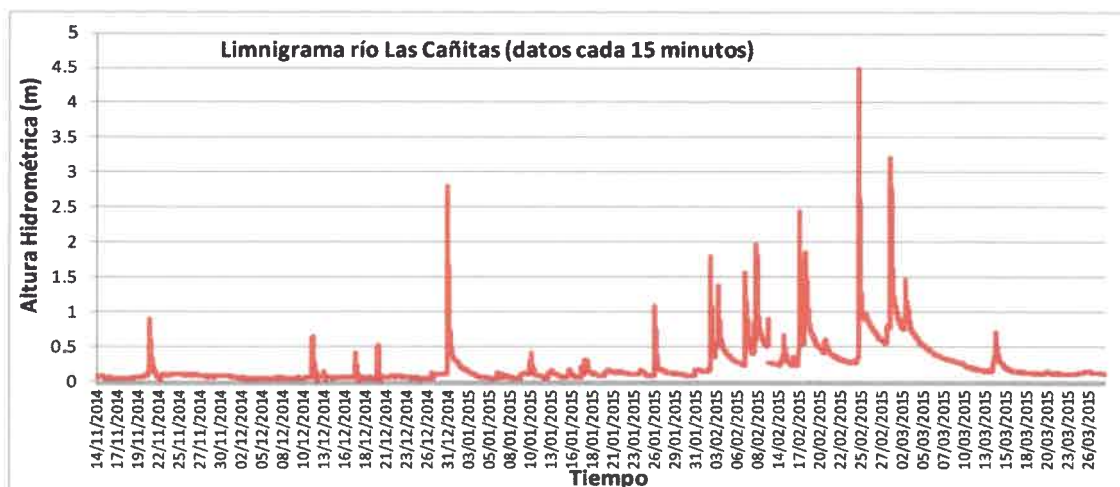


Figura III.5.30. Limnigrama de la estación ubicada sobre el río Las Cañitas, datos tomados cada 15 minutos (Período 14/11/14, 16:15 hs – 28/03/15, 10:30 hs.).

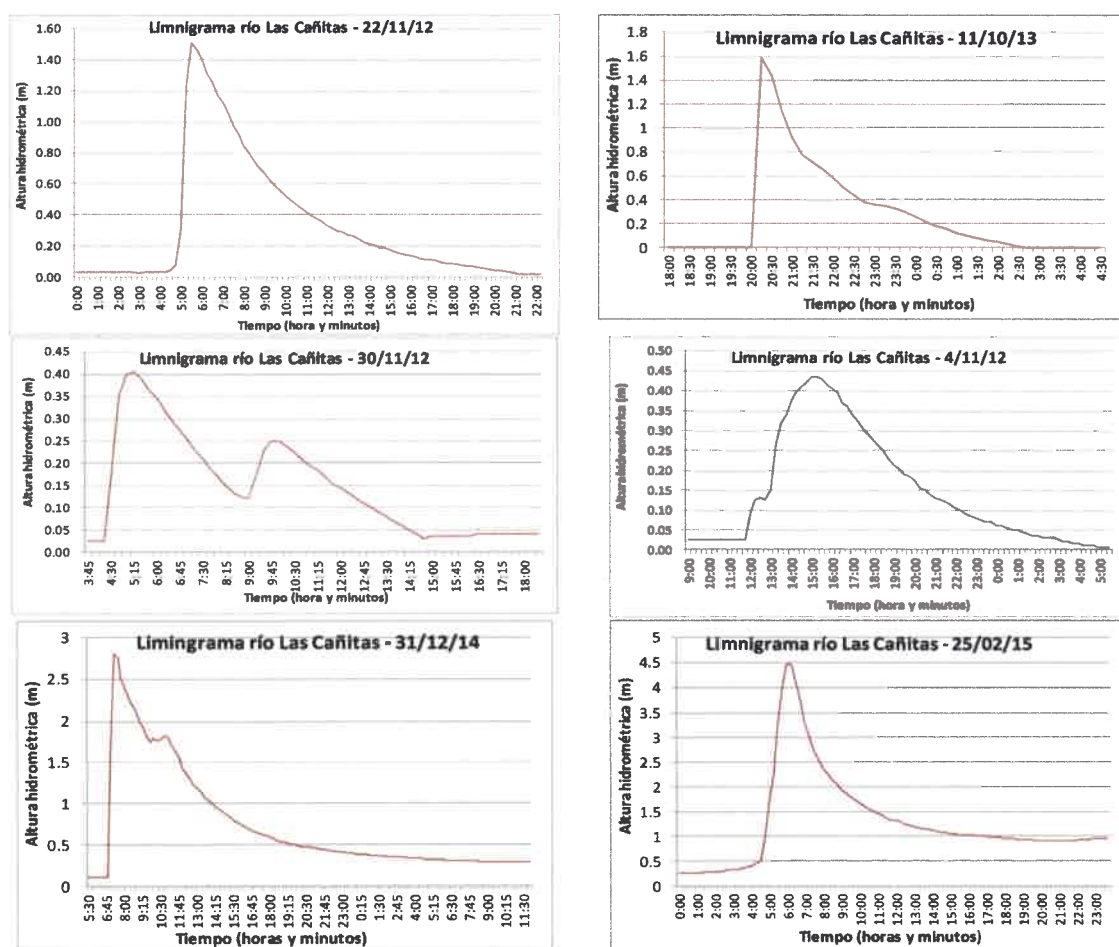


Figura III.5.31. Detalles de algunos limnigramas registrados en el limnómetro del río Las Cañitas, datos tomados a intervalos de 15 minutos.

III.5.2.2.3 - Relación entre niveles hidrométricos y pluviometría

A partir de la información disponible del pluviómetro de la estación Las Tapias (SSRH), cuyo registro diario se inició el 01/06/93 y continúa en la actualidad, con un dato diario, se analizó la información de los niveles de agua de las estaciones de la SSRH La Tapa y Las Tapias, con el objetivo de efectuar un análisis comparativo en el comportamiento de estos cursos. La información de niveles fue llevada a sólo un dato diario, construyendo los gráficos presentados en la Figura III.5.32.

A pesar de que los registros se han interrumpido, inclusive por meses en algunos casos, es posible observar que a lo largo del periodo de análisis se definen claramente los dos ciclos anuales correspondientes a los meses más lluviosos (octubre-abril) y los más secos (mayo-septiembre).

Respecto a las precipitaciones diarias máximas, es posible observar que la mayoría de los años han sido inferiores a 80 mm. Se destacan una precipitación registrada en diciembre/04 y otra en enero/07 que alcanzaron los 120 mm. Otros eventos con máximas próximas a los 100 mm diarios ocurrieron en enero y diciembre de 1998, en diciembre de 1999 y en noviembre del 2010.

Durante los meses más secos del año, los niveles hidrométricos en general descienden por debajo de 0,2 m para ambas estaciones limnigráficas, manteniéndose en general más elevado el nivel en Las Tapias, aunque en algunos años la situación es inversa.

Durante los meses más lluviosos, puede distinguirse un ciclo de años (1998 a inicios de 2004) donde los niveles de agua fueron más elevados en la estación ubicada sobre el río La Tapa respecto a los niveles en el río Las Tapias, y a partir de allí, si bien en algunos años los niveles se han mantenido similares, la situación se ha invertido, es decir, la estación Las Tapias registró niveles más elevados.

Por otra parte, se relacionaron los niveles hidrométricos de las dos estaciones de la SSRH y la precipitación diaria registrada desde que se encuentra instalada la estación automática La Cumbre (Figs. III.5.33 y III.5.34).

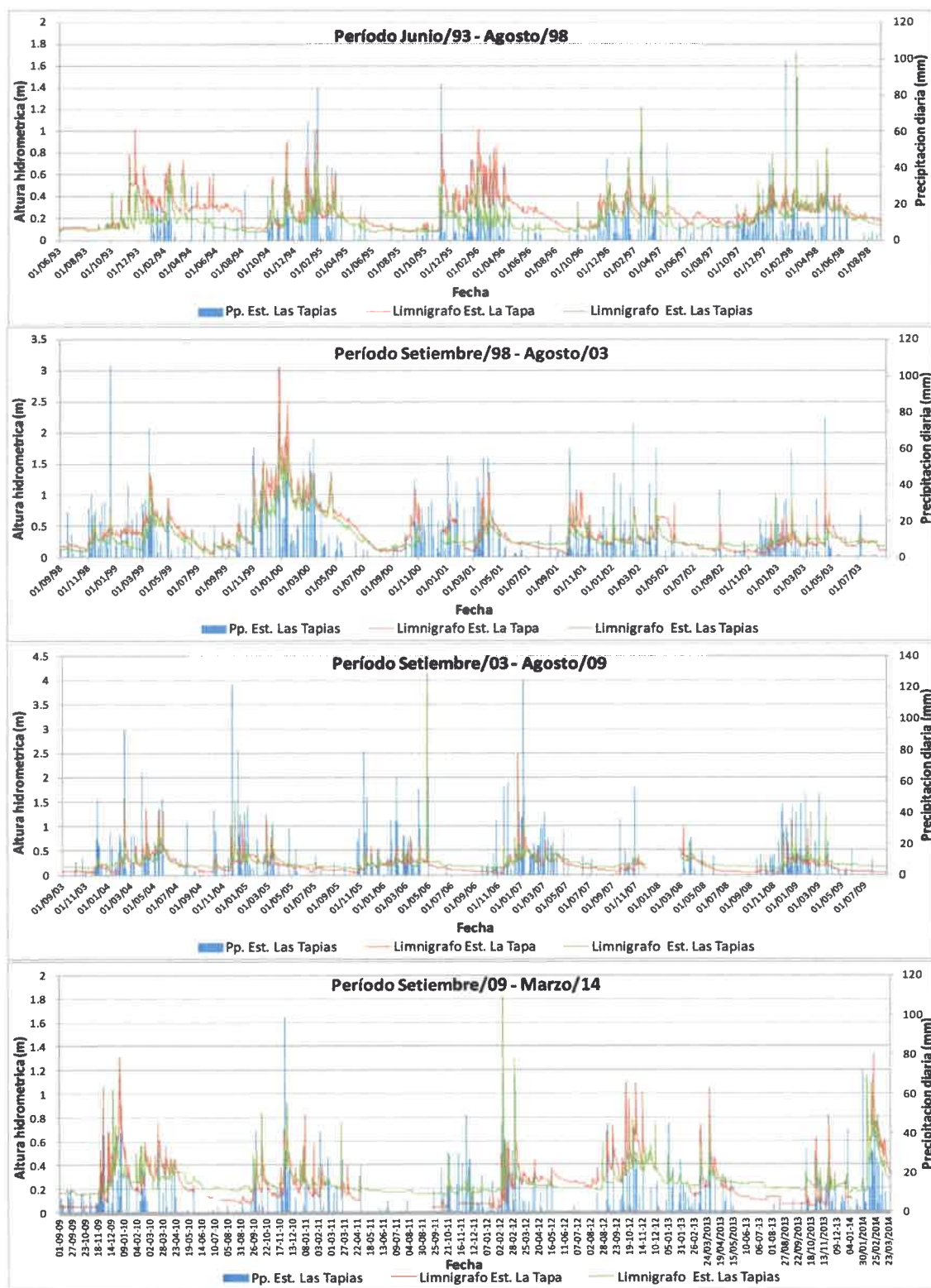


Figura III.5.32. Precipitaciones (Est. Las Tapias) y alturas hidrométricas (Est. La Tapa y Las Tapias) diarias, para el periodo junio/1993 a marzo/2014.

Relacionando también la información de los aforos instantáneos realizados, puede apreciarse que de modo general los datos de caudal han representado las características del periodo del año húmedo y seco, aunque se han observado algunas anomalías. Tal es el caso de los aforos realizados el 01/12/11, donde, si bien ya habían ocurrido algunas precipitaciones registradas en dicha estación, se evidencia el retraso en la elevación de los niveles hidrométricos en ambas estaciones limnigráficas (Fig. III.5.33). En este caso se mantuvieron por debajo de los 0,20 m en ambos limnigrafos, siendo menores en la estación La Tapa. Por otra parte, si bien hubo algunas crecidas menores hacia fines del 2010, en los meses subsiguientes hubo escasas lluvias en la cuenca del río Las Cañitas, con crecidas mínimas de los distintos cursos, según lo expresado por pobladores locales. Inclusive hasta abril de 2011 fue común observar la presencia de algas y materiales finos sedimentados en los cauces, como así también la ausencia de marcas de crecidas en todos ellos.

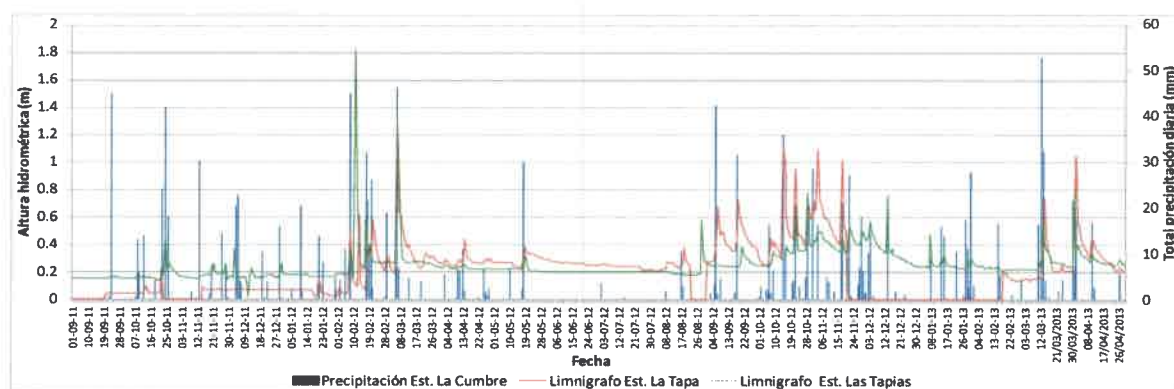


Figura III.5.33. Comparación de los niveles hidrométricos de las estaciones La Tapa y Las Tapias, y los totales de precipitación diaria de la estación La Cumbre. Período septiembre/2011-abril/2013.

El siguiente período de lluvias se inicia tempranamente, en el mes de agosto en 2012, con algunos pequeños picos de crecida asociados a esas lluvias. Previamente, los niveles hidrométricos se encontraban algo más elevados que en los meses más secos del 2011, algo más de 0,20 m, siendo más elevado en la estación La Tapa. Este período de lluvias se extiende hasta el mes de mayo de 2013, también con algunos picos de niveles menores (Fig. III.5.34). Los niveles hidrométricos durante los meses secos subsiguientes se mantienen más elevados en la estación Las Tapias (alrededor de 0,25-0,20 m) que en La Tapa (0,20 a menos de 0,10 m).

El periodo de lluvias siguiente inicia en octubre de 2013, con algunas crecidas también durante el mes de noviembre. Durante los meses de diciembre de 2013 y enero de 2014 los niveles de agua fueron bajos debido a las escasas precipitaciones en el

sector serrano de la cuenca, y luego del 10/2/14 aproximadamente se inicia el registro de importantes lluvias, las cuales también se mantienen durante marzo y generan la elevación de los niveles, con varios picos de crecida en este período (Fig. III.5.34).

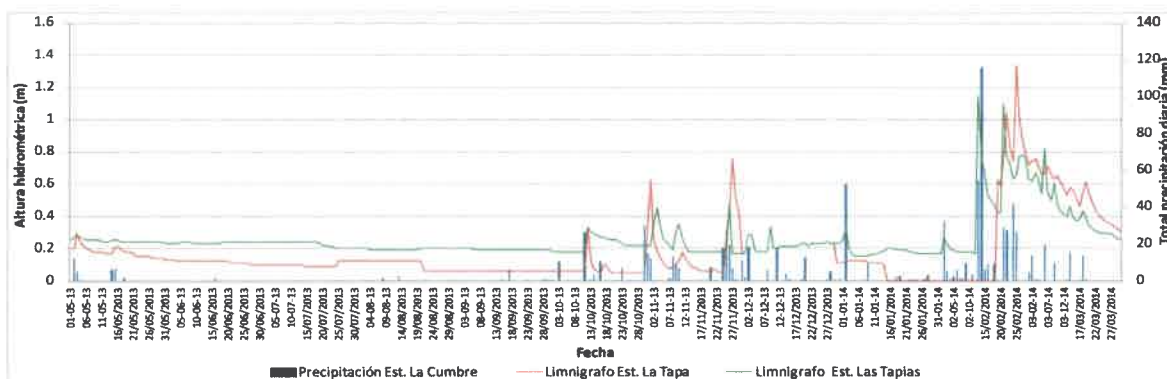


Figura III.5.34. Comparación de los niveles hidrométricos de las estaciones La Tapa y Las Tapias, y los totales de precipitación diaria de la estación La Cumbre. Período mayo/2013-marzo/2014.

Finalmente, al comparar las tormentas registradas en la estación La Cumbre y los limnigramas generados en el río Las Cañitas (Fig. III.5.35), puede observarse que los tiempos de concentración son variables. Por ejemplo, para tormentas de mayor intensidad, como las representadas en la Figura III.5.35 a y b (con 26,2 y 36,4 mm, según registro estación La Cumbre, respectivamente), o la segunda lluvia de la Figura III.5.35-c (con 21,6 mm según estación La Cumbre), son de aproximadamente 3:45 horas, 6:15 horas y 6:45 horas, respectivamente. En otras precipitaciones de menor intensidad, este tiempo fue de alrededor de 12 horas (primera lluvia de la Fig. III.5.35-c, con 3,2 mm según registro de estación La Cumbre, y Fig. III.5.35-d, con 16,4 mm).

III.5.2.2.4 - Curvas altura-caudal

Como no existen datos correspondientes a caudales instantáneos determinados a lo largo de los años de registro de niveles de agua en las estaciones La Tapa y Las Tapias de la SSRH, no fue posible construir las curvas de altura-caudal correspondientes. Por tal motivo, utilizando los datos de niveles hidrométricos (disponibles desde mediados de 1958) y los caudales medios máximos diarios publicados por la SSRH para cada año en que están disponibles los caudales medios mensuales comentados anteriormente (EVARSA, 2004; SSRH, 2012), se construyeron curvas de altura-caudal aproximadas.

La curva para la estación Las Tapias resultó bastante aproximada (Fig. III.5.36), mientras que, para la estación La Tapa (Fig. III.5.37), se advierte que como puede

apreciarse en el gráfico, la ecuación de la curva sobreestima consistentemente los caudales altos y subestima los bajos. De todos modos, la elaboración de estas curvas resulta importante para la etapa de modelación hidrológica que se presentará en el apartado III.6.

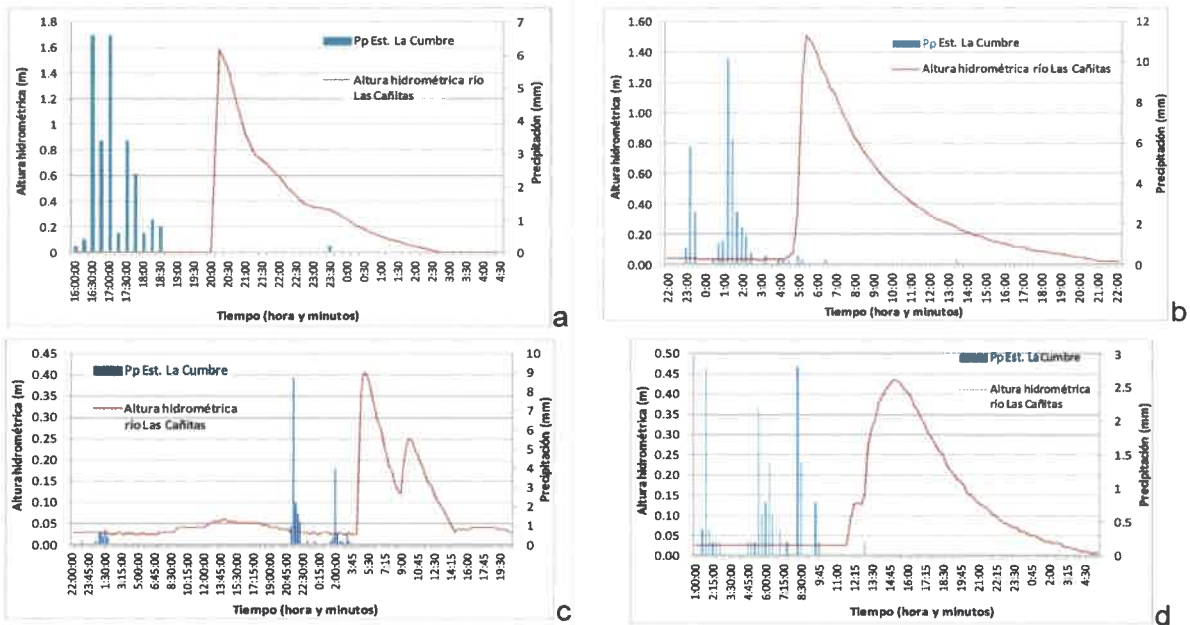


Figura III.5.35. Comparación de los niveles hidrométricos en el río Las Cañitas y las tormentas registradas en la estación La Cumbre (intervalo de lectura: 15 minutos en ambos casos).

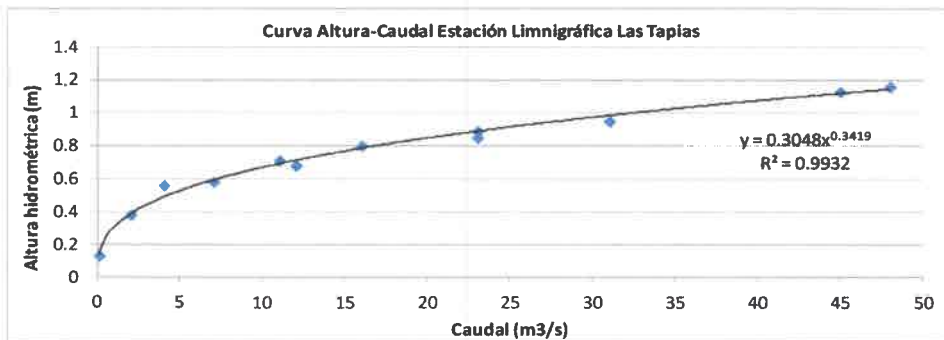


Figura III.5.36. Curva Altura-Caudal aproximada, para la Estación Las Tapias.

Por otra parte, para el limnómetro instalado en el río Las Cañitas, si bien aún se cuenta con pocas mediciones de caudal instantáneo, especialmente en las crecidas (recordar que este limnómetro ha registrado niveles especialmente en las crecidas, o en cortos periodos donde el río se ha recostado sobre su margen izquierda), se construyó

una curva altura-caudal aproximada, a partir de algunas mediciones y de otras estimaciones con marcas de crecida. La misma se presenta en la Figura III.5.37, y es posible observar que aún con la curva que mejor ajustó falta información, especialmente de los caudales que se correspondan con más de 3 m de altura hidrométrica.

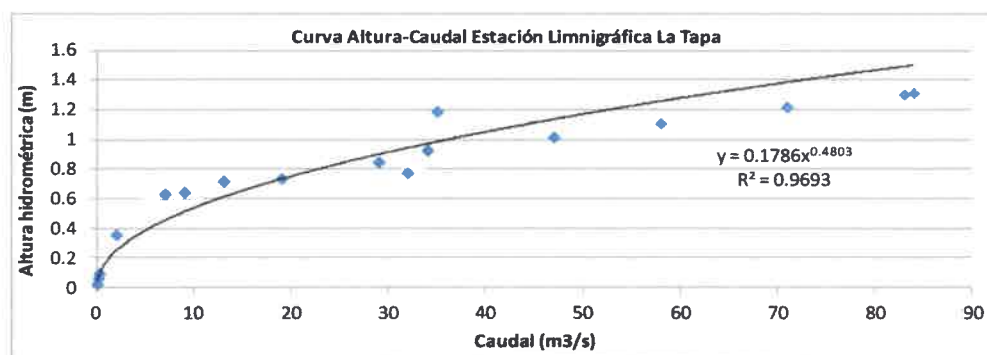


Figura III.5.37. Curva Altura-Caudal aproximada, para la Estación La Tapa.

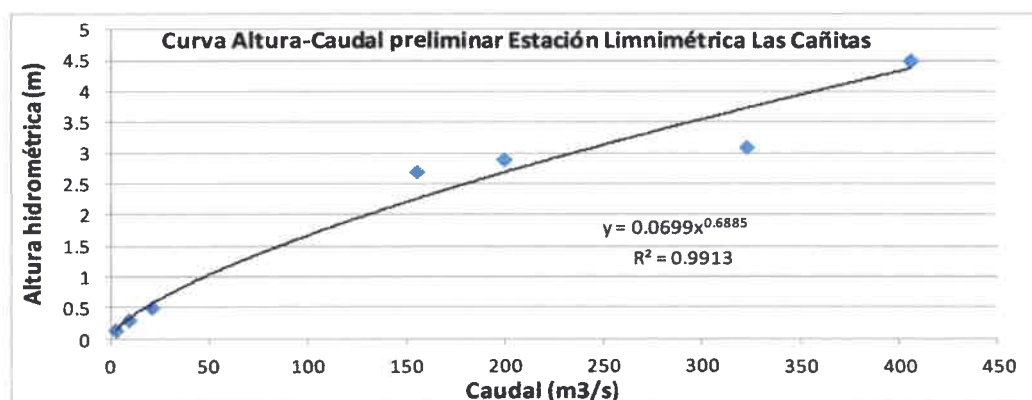


Figura III.5.38. Curva Altura-Caudal preliminar construida para la Estación sobre el río Las Cañitas.

III.5.3 - CALIDAD DEL AGUA SUPERFICIAL

III.5.3.1 - Metodología

El 27/2/13 se efectuó un muestreo de agua superficial de los principales afluentes de la cuenca del río Las Cañitas, utilizando 10 estaciones de control y tratando de representar los diferentes ambientes litológicos presentes en la cuenca.

In situ se determinaron los parámetros pH, temperatura y conductividad eléctrica.

Los análisis físico-químicos de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Geología-UNRC, se corroboraron los datos obtenidos en el campo respecto a CE y pH (con electrodo Orion), y se midieron: carbonatos (CO_3^{2-}) y bicarbonatos (HCO_3^-), mediante titulación potenciométrica con electrodo selectivo Orion; sulfatos (SO_4^{2-}) por turbidimetría; cloruros (Cl^-), calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}), por titulación colorimétrica; sodio (Na^+) y potasio (K^+) por fotometría de llama; fluoruro (F^-), mediante electrodo selectivo de iones, Orion; arsénico (As) por espectrofotometría de absorción atómica y test semicuantitativo Merck; NO_3^- y NO_2^- con electrodos selectivos Orion.

III.5.3.2 - Resultados

La Tabla III.5.3 presenta los resultados del análisis físico-químico de las 10 muestras, y el mapa de la Figura III.5.39 el carácter geoquímico determinado para las aguas.

Tabla III.5.3. Planilla de análisis físico-químicos de aguas superficiales. La ubicación de las estaciones de muestreo se presenta en la Figura III.5.39.

Río/Arroyo - Est. Muestreo	pH	Cond. [uS/cm]	S.D.T. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Ca+ [mg/l]	Mg+ [mg/l]
Pasito Hondo - Estación 1	7.60	79.20	55.44	6.27	1.17	5.60	2.93
Los Comederos - Estación 2	7.50	233.00	163.10	14.46	2.49	24.80	5.37
Las Cañitas - Estación 13	8.60	127.50	89.25	8.59	1.90	12.00	2.44
La Tapa - Estación 7	8.20	106.80	74.76	6.57	1.32	11.20	2.93
Alto Lindo - Estación 4	8.10	105.20	73.64	6.37	1.32	10.40	1.95
La Tapa - Estación 6	7.70	101.30	70.91	6.37	1.32	10.40	1.95
Las Tapias - Estación 11	8.00	127.70	89.39	8.39	1.47	12.80	2.44
Vilchez - Estación 9	7.60	84.20	58.94	6.77	0.73	7.20	2.44
Papagayos - Estación 10	7.90	73.10	51.17	5.66	1.03	5.60	2.44
La Tapa - Estación 5	8.30	109.20	76.44	7.08	1.32	8.80	1.95

Río/Arroyo - Est. Muestreo	CO ₃ = [mg/l]	CO ₃ H- [mg/l]	SO ₄ = [mg/l]	Cl- [mg/l]	As [µg/l]	F- [mg/l]	NO ₃ - [mg/l]
Pasito Hondo - Estación 1	0.00	42.50	8.65	1.43	1	0.00	0.00
Los Comederos - Estación 2	0.00	137.50	34.61	2.86	1	0.38	0.00
Las Cañitas - Estación 13	1.21	63.75	11.01	1.43	0.00	0.29	0.00
La Tapa - Estación 7	0.00	60.00	14.95	2.86	0.00	0.22	0.00
Alto Lindo - Estación 4	0.00	57.50	15.73	2.86	0.00	0.27	0.00
La Tapa - Estación 6	0.00	57.50	17.31	1.43	0.00	0.25	0.00
Las Tapias - Estación 11	0.00	77.50	8.65	1.43	0.00	0.82	0.00
Vilchez - Estación 9	0.00	42.50	19.67	1.43	0.00	1.20	0.00
Papagayos - Estación 10	0.00	40.00	7.87	1.43	0.00	0.22	0.00
La Tapa - Estación 5	0.00	47.50	16.52	1.43	0.00	0.12	0.00

Las muestras de los afluentes menores (arroyos Los Comederos, Pasito Hondo, Papagayos) y del río La Tapa en su cuenca alta se clasificaron como bicarbonatadas calco-sódicas, con pH entre 7,5 y 7,9. Por su parte, las obtenidas en el A° Alto Lindo, los ríos La Tapa y Las Tapias a la salida del sector serrano y el río Las Cañitas se clasificaron como bicarbonatadas cálcicas, con pH entre 8 y 8,6.

Los contenidos en F^- fueron menores a 0,29 mg/l, a excepción de los arroyos que drenan rocas graníticas, con valores de 1,20 mg/l (A° Vilchez) y 0,77 mg/l (río Las Tapias), o que drenan secuencias loésicas en la pampa de altura, con 0,33 mg/l (A° Los Comederos) (Fig. III.5.40).

El As por su parte sólo fue detectado en los A° Los Comederos y Pasito Hondo (1 $\mu\text{g/l}$), ambos poseen gran parte de su recorrido en las pampas de altura (Fig. III.5.41).

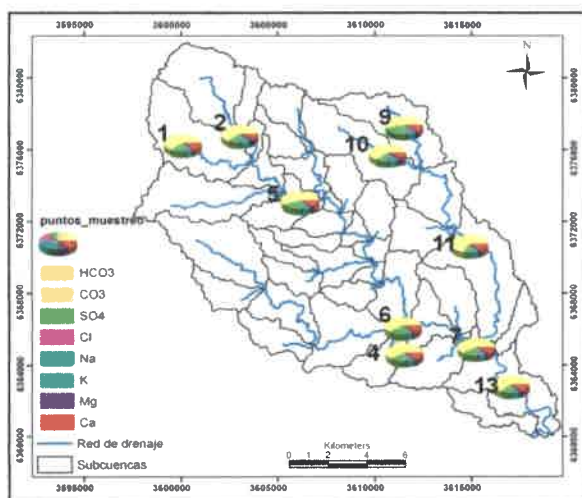


Figura III.5.39. Carácter geoquímico del agua superficial en las 10 estaciones muestreadas en la cuenca del río Las Cañitas.

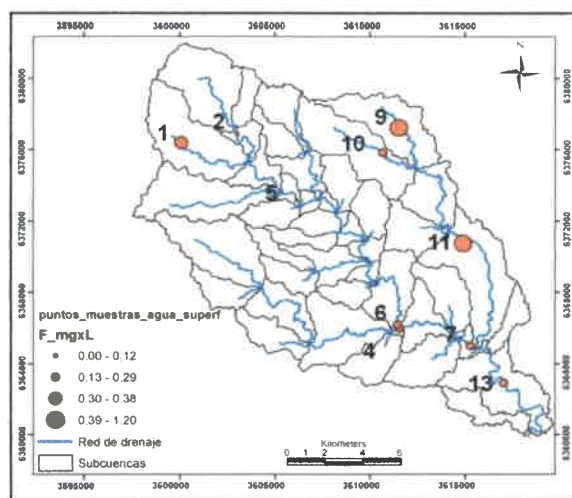


Figura III.5.40. Contenidos en F^- en agua superficial en las 10 estaciones muestreadas en la cuenca del río Las Cañitas.

En general se observa un aumento en la conductividad eléctrica desde los afluentes menores hacia los cursos principales (valores entre 70 y 130 $\mu\text{S/cm}$). Un caso particular constituye el A° Los Comederos, que mostró un valor de 233 $\mu\text{S/cm}$, interpretado como producto del ambiente de sedimentos loésicos en la pampa de altura que drena este curso. En la Figura III.5.42 se presenta el mapa con el contenido de sales disueltas totales.

Las características litológicas de la cuenca condicionan la presencia de los distintos elementos y propiedades analizadas en las aguas superficiales, permitiendo

diferenciar claramente al ambiente granítico, metamórfico, y loésico de la pampa de altura.

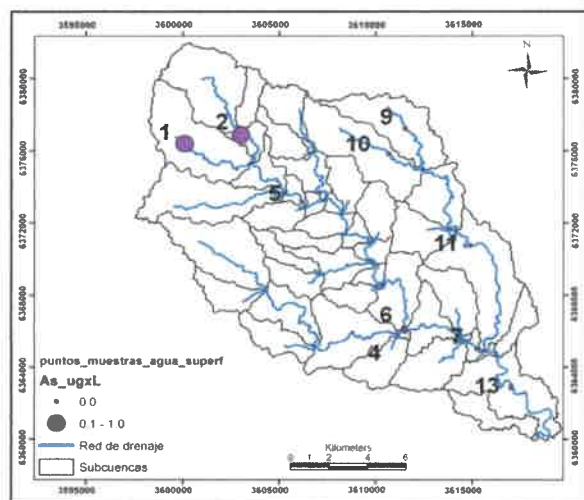


Figura III.5.41. Contenidos en As en agua superficial en las 10 estaciones muestreadas en la cuenca del río Las Cañitas.

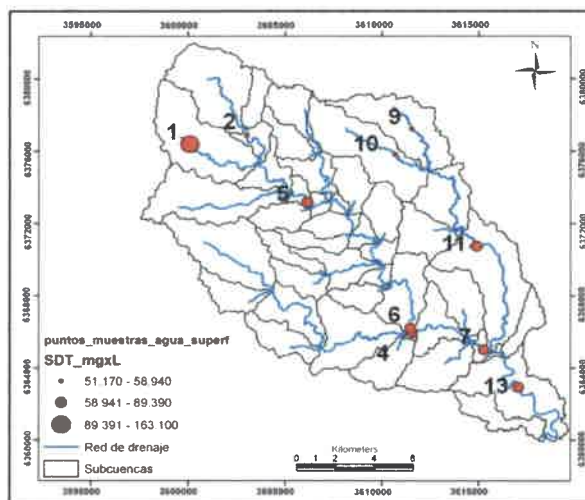


Figura III.5.42. Contenidos en SDT en agua superficial en las 10 estaciones muestreadas en la cuenca del río Las Cañitas.

III.6 - MODELACIÓN HIDROLÓGICA

III.6.1 - INTRODUCCIÓN

Un problema común en hidrología, especialmente en países en vías de desarrollo, es la escasez o ausencia de aforos en muchas cuencas, para lo cual se ha recurrido al desarrollo de metodologías alternativas tales como **la modelación** para estimar los caudales a partir de datos más sencillos como son las precipitaciones.

Los modelos de eventos, es decir, aquellos que simulan el comportamiento de un sistema hídrico durante un evento de precipitación, y al igual que todas las metodologías de simulación, tendrán mayor confiabilidad en función de la calidad y cantidad de datos disponibles. La mayor fuente de error se encuentra en la estimación adecuada de la precipitación y en la estimación de la distribución temporal de la lluvia. En estos casos, el suponer que la lluvia y los demás parámetros (infiltración) son uniformes, puede dar lugar a errores. Si se tiene el concepto claro del comportamiento de las tormentas y de la variabilidad de los suelos y de la topografía, se deben seleccionar subcuencas o Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU) más pequeñas, lo cual requiere nuevamente un buen criterio del hidrólogo. Otro factor importante, es la calibración de parámetros que sólo es posible en cuencas donde se tengan, para la misma tormenta, datos de precipitación y caudal (Fatorelli y Fernández, 2011). La **calibración** de un modelo radica en lograr un ajuste satisfactorio entre los escurrimientos observados y los calculados, mediante el cambio en los valores de los parámetros de mayor influencia, aún de aquellos que se consideraban conocidos (IRENAT, 2002).

Por su parte la **validación** del modelo consiste en medir su capacidad predictiva mediante la comparación de los escurrimientos calculados y los observados con los parámetros determinados en la fase de calibración, pero en un período de tiempo diferente del utilizado en la calibración. Generalmente, el ajuste obtenido entre escurrimientos observados y calculados, es menos satisfactorio durante la validación que en la calibración, pero es más representativo de la exactitud de las predicciones que se hagan con el modelo (IRENAT, 2002).

En la cuenca del río Las Cañitas los sistemas hidrológicos presentan una combinación de factores tales como fuertes pendientes, alto porcentaje de afloramientos rocosos y, en general escaso desarrollo de suelos, tormentas

convectivas y orográficas, que se traducen en un régimen torrencial con crecientes repentinas, tal como puede observarse en los hietogramas y limnigramas de las Figuras III.5.20, III.5.21, III.5.23 y III.5.26 a III.5.35, presentadas en el apartado III.5 (Hidrología Superficial).

Entre los trabajos antecedentes en la temática, puede citarse al de Frisicaro (1997), quien realizó un estudio hidrológico sobre la cuenca del río Cuarto aplicando el modelo HEC-1. En este trabajo se analizaron los caudales para diferentes períodos de retorno para luego definir la línea de ribera para toda la cuenca del río Cuarto. Se establecieron caudales pico para 18 subcuencas, 8 de las cuales pertenecen a la Sierra de Comechingones. Específicamente para la cuenca del río La Tapa, para períodos de retorno de 2, 25 y 100 años, los caudales estimados fueron de 221,97 m³/seg, 927,97 m³/seg, y 1457,34 m³/seg, respectivamente.

González (2002), utilizando Sistemas de Información Geográfica logró discretizar mucho más las características de la cuenca del río La Tapa que lo efectuado por Frisicaro (1997), y modeló esta cuenca mediante el programa ARHymo para tres situaciones ambientales: condición actual, de pastizales degradados y de forestación para producción. A partir de la construcción de tormentas de diseño para diferentes períodos de retorno y para distintas duraciones de tormenta, los caudales pico obtenidos fueron: para un período de retorno de 2 años: 164,3 - 183 y 120 m³/s, para 5 años: 275,5 - 299,7 y 215,5 m³/s, para 25 años: 474,9 - 506,3 y 394,6 m³/s y para 100 años: 658,1 - 691,1 y 568,4 m³/s, considerando las tres situaciones, respectivamente.

Por otra parte, a partir de los registros presentes en los anuarios estadísticos de EVARSA (2004) y de un análisis de frecuencia puntual, Ganancia Martínez (2010) calcula a partir de datos de caudal máximo medio diario anual, los períodos de retorno para distintas cuencas del Suroeste de Córdoba. Específicamente para la del río La Tapa obtiene los siguientes valores: 34,9 m³/s (período de retorno de 2 años), 87,5 m³/s (5 años), 144,7 m³/s (10 años), 217,2 m³/s (20 años), 243,2 m³/s (25 años), 329,8 m³/s (50 años) y 419,2 m³/s (100 años) y para la del río Las Tapias: 18,1 m³/s (período de retorno de 2 años), 34,3 m³/s (5 años), 48,6 m³/s (10 años), 65,9 m³/s (20 años), 72,2 m³/s (25 años), 94,8 m³/s (50 años) y 122,8 m³/s (100 años).

Dada la variabilidad en los resultados obtenidos por los diferentes autores citados precedentemente, y con el propósito de lograr una mejor aproximación al comportamiento hidrológico de la cuenca completa del río Las Cañitas mediante la modelación numérica, en este capítulo de la Tesis se aplicó el modelo HEC-HMS,

evaluando la sensibilidad de diferentes parámetros que intervienen en el modelo sobre los caudales erogados por las distintas subcuencas.

III.6.2 - TIPOS DE MODELOS

Con frecuencia, la simulación de las interrelaciones existentes entre los procesos hidrológicos y los procesos geológico-geomorfológicos consecuentes requiere de la implementación de modelos matemáticos. Éstos están constituidos por un conjunto de expresiones matemáticas o lógicas, que recogen las relaciones entre las entidades del sistema. Normalmente, estos modelos se implementan en aplicaciones informáticas que utilizan para su resolución tanto métodos analíticos como numéricos. La solución analítica de un modelo matemático consiste en la obtención de una expresión que pueda utilizarse para obtener valores exactos de las variables de salida. A su vez, los métodos numéricos se basan en la discretización y aproximación de los valores numéricos de las variables del modelo, generalmente condicionadas por la discretización de las variables independientes (usualmente el tiempo y/o el espacio).

De acuerdo con Ford y Hamilton (1996), los modelos matemáticos se pueden clasificar en las siguientes categorías:

a) modelos basados en un evento versus modelos continuos: Esta distinción se aplica a los modelos de cuenca que simulan el proceso lluvia-escorrentía. Los modelos basados en un evento aproximan la respuesta hidrológica, como resultado de la ocurrencia de un evento de tormenta. Por tanto, la duración de la simulación puede variar desde pocas horas hasta algunos días. Los modelos de eventos simulan el humedecimiento del suelo por efecto de la lluvia, pero no simulan el balance en el perfil del suelo ni el proceso de secado por infiltración, percolación y evapotranspiración, sólo simulan el hidrograma de crecientes (eventos) en períodos discretos de tiempo (Fattorelli y Fernández, 2011). Por su parte, los modelos continuos predicen la respuesta hidrológica entre y durante eventos de lluvia, de modo que las simulaciones pueden tener duración mensual, estacional e incluso anual.

b) modelos distribuidos versus modelos agregados: Un modelo distribuido es aquél en el que la variabilidad espacial propia de las variables y los procesos se considera explícitamente. Por el contrario, en los modelos agregados estas componentes de variabilidad espacial, bien se ponderan con el fin de definir un valor medio, bien se ignoran.

c) modelos empíricos versus modelos conceptuales: Un modelo conceptual se diseña sobre la base de una ley física que simula el proceso de caracterización. A este respecto, como ejemplo de este tipo de modelos se puede mencionar la teoría de la onda cinemática, que se basa en los principios fundamentales que rigen la escorrentía superficial en laderas. Por otro lado, los modelos empíricos son aquéllos en los que, tanto sus variables de entrada como las de salida, se definen a partir de observaciones. El hidrograma unitario de Snyder constituye un buen ejemplo de modelo empírico, ya que los resultados de la simulación se optimizan con datos reales de lluvia y aforos.

d) modelos estocásticos versus modelos deterministas: Se dice que un modelo es estocástico cuando las variables que lo integran son aleatorias, de manera que quedan caracterizadas mediante funciones de distribución. En caso contrario, el modelo se define como determinista, puesto que todas las entidades establecen relaciones matemáticas o lógicas constantes. En un modelo determinista, si no hay modificación de los parámetros de entrada, los resultados que se derivan de una o varias simulaciones siempre son coincidentes. Por el contrario, un modelo estocástico puede ofrecer distintos *outputs*, puesto que las variables se seleccionan aleatoriamente de una función de distribución.

e) modelos basados en parámetros estimables versus modelos basados en parámetros calibrables: Los primeros son aquéllos en los que los parámetros que constituyen el modelo pueden determinarse a partir de propiedades del sistema, ya sea mediante medidas directas, o por medio de métodos indirectos basados en esas medidas. Un ejemplo válido para esta categoría es el modelo de abstracciones de Green & Ampt, que queda definido por parámetros estimables a partir de propiedades físicas del suelo fácilmente medibles. Los segundos son definidos por parámetros cuyo valor no puede ser inferido a partir de medidas, lo que obliga a estimarlos mediante calibración. Para este caso se puede citar como ejemplo el modelo de recesión exponencial, que establece el caudal de base de un hidrograma; se trata de un modelo empírico, cuyos parámetros deben estimarse mediante calibración.

III.6.3 - APLICACIÓN DEL MODELO HEC-HMS

El Sistema de Modelación Hidrológica HEC-HMS (Hydrologic Modeling System– Hydrologic Engineering Center) fue desarrollado por el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EEUU. Es un programa de simulación hidrológica tipo evento, lineal y

semidistribuido, desarrollado para estimar los hidrogramas de salida en una cuenca o varias subcuencas (caudales máximos y tiempos al pico) a partir de condiciones extremas de lluvias. Es de uso gratuito, muy utilizado a nivel mundial, y de relativamente sencillo manejo, siendo muy flexible ya que permite al usuario la selección de diferentes métodos para el cálculo de pérdidas, hidrogramas, flujo base y propagación en cauces. Por citar algunos ejemplos, este programa ha sido empleado en López et al. (2012), Magaña Hernández (2013), Bustamante Ortega (2008), Estrada Sifontes y Pacheco Moya (2012), entre otros.

El programa completo en todas sus versiones, así como las bases conceptuales y métodos de la simulación y manuales de usuario pueden ser descargados desde el sitio <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>.

Para simular la respuesta hidrológica de una cuenca, HEC-HMS utiliza los componentes: a) *modelo de la cuenca*, b) *modelo meteorológico*, c) *datos de entrada* y d) *especificaciones de control*.

a) Modelo de cuenca

Este contiene información acerca de las características físicas y morfológicas de la cuenca, tales como áreas de las subcuencas, conectividad de los tramos de propagación, etc. Para definirlo el programa considera los siguientes elementos hidrológicos: Subcuenca (subbasin), Tramo de tránsito (routing reach), Unión (junction), Embalse (reservoir), Fuente (source), Sumidero (sink) y Derivación (diversion). Los elementos anteriores se disponen en forma de redes dendríticas con un orden o secuencia lógica para realizar los cálculos desde las subcuencas que conforman las cabeceras aguas arriba hasta el punto de salida de todo el caudal aguas abajo. Los hidrogramas resultantes se combinan según la estructura de la cuenca, definida por el usuario en sentido estricto de aguas arriba hacia aguas abajo, hasta hallar el hidrograma resultante a la salida de toda la cuenca.

b) Modelo meteorológico

En él se incluye información sobre la precipitación y evapotranspiración, así también del modo en que esta información se organiza y estructura. Dada la entrada de un modelo meteorológico, una simulación calcula la transformación de lluvia en caudal en el modelo de la cuenca.

c) Datos de entrada

Los componentes de los datos de entrada, tales como las series temporales de precipitaciones y caudales, tablas y datos por celdas, son requeridos como parámetros o condiciones de contorno tanto en el modelo de la cuenca como en el meteorológico.

d) Especificaciones de control

Definen el período de tiempo durante el cual se realizará la simulación y el intervalo de tiempo de cálculo a utilizar.

III.6.3.1 - Modelo de cuenca

-Condición de borde para el modelo

Para aplicar el modelo se consideró como volumen de control a la cuenca del río Las Cañitas. La divisoria de aguas separa hacia el N los cursos que drenan hacia la cuenca del río San Bartolomé y hacia el S se desarrolla los que drenan hacia la cuenca del río Piedras Blancas.

-Representación de la heterogeneidad espacial

Fundamentalmente en función de las características geomorfológicas e hidrológicas descritas en los apartados III.3 y III.5 de esta tesis, se subdividió la cuenca Las Cañitas en unidades de respuesta hidrológica, coincidentes con las subcuencas presentadas en la Figura III.6.1. Se desea aclarar que, a modo de discretizar mejor las características espaciales, la subcuenca Las Tapias fue subdividida en dos (sector serrano y sector extraserrano).

De acuerdo a esto, fue creado el *modelo de cuenca* por medio de los siguientes elementos disponibles en HEC-HMS: 11 subcuencas, 6 tramos de tránsito (río La Tapa superior, medio e inferior; río Las Tapias serrano y extraserrano; y río Las Cañitas), 7 uniones y una salida de cuenca (Fig. III.6.2).

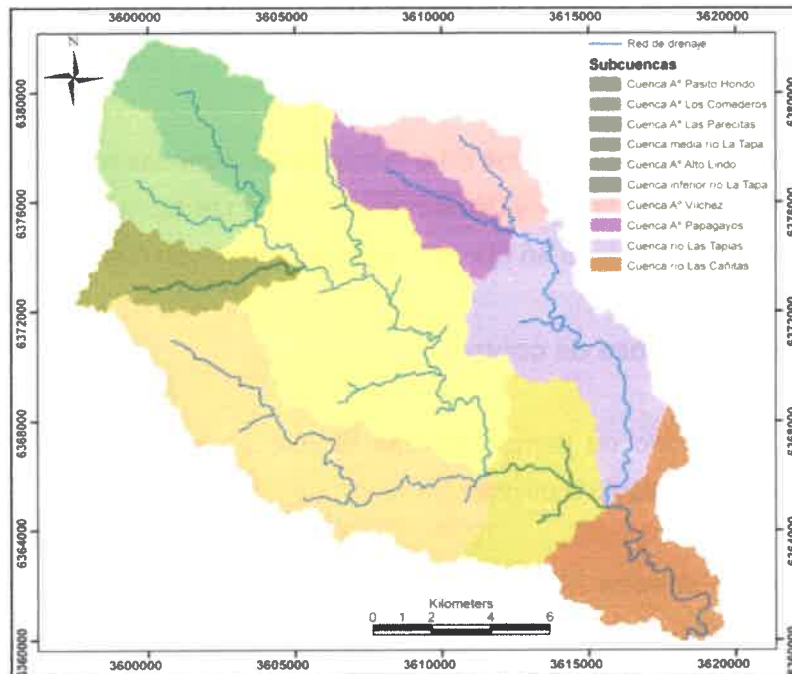


Figura III.6.1. Detalle de las subcuencas estudiadas en la cuenca Las Cañitas, tal como fueron consideradas para la modelación hidrológica.

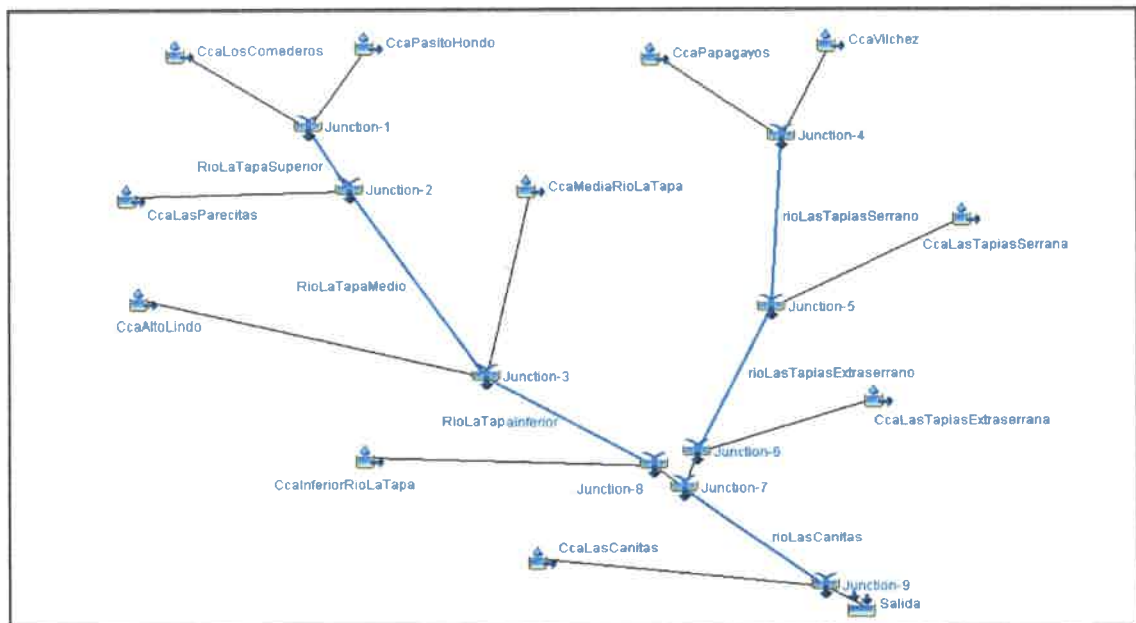


Figura III.6.2. Esquematación de la cuenca del río Las Cañitas creada en HEC-HMS.

La implementación de un modelo de precipitación-escorrentía implica el desarrollo de tres etapas: 1) cuantificar la lluvia neta, 2) convertir la lluvia neta en

escorrentía, y 3) propagar los hidrogramas de crecida. En HEC-HMS existen distintos métodos para cuantificar cada uno de estos procesos. En este caso se escogió para evaluar las pérdidas iniciales el **método del Número de Curva del SCS**, para la conversión de lluvia neta en escorrentía el **Hidrograma Unitario del SCS**, y para la propagación de los hidrogramas por los tramos de ríos el de **Muskingum**.

Se procedió a la carga del área de cada subcuenca (en Km²), e información relacionada a cada una de ellas y a los tramos de río, de acuerdo a lo solicitado por los métodos escogidos para la modelación, los cuales se citan a continuación:

III.6.3.1.1 - Cálculo de las abstracciones: Método del SCS o Número de Curva

Esta metodología fue desarrollada por el Servicio de Conservación de Suelos (Soil Conservation Service) del Departamento de Agricultura de los EE.UU. (USDA) para estimar las pérdidas (o abstracciones) en un evento de lluvia. En este método la altura de lluvia efectiva es función del volumen de precipitación total y de un parámetro de pérdidas denominado **número de curva CN**, que depende de factores que influyen en la generación de escorrentía en la cuenca: el tipo hidrológico del suelo, uso y manejo del terreno, condición superficial del suelo, y condición de humedad antecedente.

Para definir los **grupos hidrológicos de suelo** se consideran las condiciones de superficie y las de los horizontes. En el primer caso se habla del grado de infiltración y en el segundo, del grado de transmisión. El grado de infiltración se refiere a la velocidad con que el agua penetra en el suelo desde la superficie y depende de las condiciones superficiales. El grado de transmisión es la velocidad de movimiento del agua en el perfil y depende de la permeabilidad de los distintos horizontes.

Los grupos hidrológicos son cuatro: A, B, C y D (Tabla III.6.1), yendo desde los que poseen un alto grado de infiltración y transmisión (potencial bajo de escurrimiento), hasta los que tienen muy bajo grado de entrada de agua al perfil (potencial alto de escurrimiento) (Cisneros *et al.*, 2012).

Por otro lado, el **uso del suelo** se refiere al estado y tipo de cobertura que tienen los suelos de la cuenca, incluyendo los distintos tipos de vegetación (cultivos, pasturas y bosques), barbechos y usos no agrícolas del suelo (lagunas, caminos). El **manejo o tratamiento del suelo** se refiere fundamentalmente a la forma de realizar las labranzas: en surcos rectos a favor de la pendiente o en contorno (siguiendo curvas de nivel). El cultivo en contorno puede ser a su vez, con o sin terrazas.

Tabla III.6.1. Grupos hidrológicos de suelos y características generales de los perfiles que los definen (tomado de Cisneros *et al.*, 2012).

Grupo hidrológico	Grados de infiltración-transmisión	Características Generales del perfil
A	ALTO (potencial bajo de escurrimiento)	Suelos profundos, bien o excesivamente drenados; texturas arenosas, gravas, gravillas, etc.
B	MODERADO	Suelos moderadamente profundos, sin barreras físicas importantes, materiales más finos que arenas.
C	BAJO	Presencia de capas u horizontes que limitan la infiltración y transmisión del agua; texturas más finas.
D	MUY BAJO (potencial alto de escurrimiento)	Suelos someros o con capa densificada e impermeable cercana a la superficie; texturas arcillosas con predominio de arcillas expandibles.

Cuando se combina un grupo hidrológico de suelo, con el uso y manejo que se le da al mismo, se constituye un Complejo Hidrológico Suelo-Cobertura. Cada complejo hidrológico está representado por una relación o **CN** de escurrimiento, las cuales indican el escurrimiento potencial de un complejo: a mayor curva número, mayor escurrimiento potencial (Cisneros *et al.*, 2012).

Utilizando datos de una gran cantidad de cuencas aforadas, con tipos de suelo y vegetación conocida, diferentes Organismos de la Administración de EE.UU. confeccionaron tablas donde se asigna un número relativo (que varía entre 0 y 100 por razones de orden práctico) representativo del escurrimiento directo de cada complejo. Para la estimación del CN en cuencas no aforadas se parte de estas tablas disponibles en la bibliografía (Chow *et al.*, 1994; Orsolini *et al.*, 2000; Fattorelli y Fernández, 2011; entre otros)

Finalmente, como el contenido de humedad del suelo tiene influencia sobre la velocidad de infiltración y posibilidad de almacenaje de agua de lluvia, y por lo tanto sobre el volumen de escurrimiento que se genera, se tiene en cuenta el total de lluvias registradas en los cinco días anteriores a la lluvia que se utilizará para estimar el escurrimiento. Ello determinará la **Condición de Humedad Antecedente**. El Servicio de Conservación de Suelos establece como:

Condición I: suelos secos, pero no hasta el punto de marchitez. Puede considerarse esta situación cuando la lluvia antecedente de los últimos 5 días es inferior a 12,7 mm en la estación húmeda, o inferior a 35,6 mm en la estación seca (USDA, 1972; Chow *et al.*, 1994).

Condición III: cuando ha llovido mucho o ha llovido poco pero se han registrado bajas temperaturas los 5 días previos a la tormenta en análisis, o precipitaciones antecedentes superiores a 27,9 mm durante la estación húmeda o superiores a 53,3

mm durante la estación seca. El suelo está prácticamente saturado y por lo tanto hay una situación de mayor escurrimiento potencial.

Condición II: corresponde a una situación promedio de humedad, cuando ha llovido entre 12,7 y 27,9 mm en la estación húmeda, y entre 35,6 y 53,3 en la estación seca.

Los cálculos de escurrimiento se realizan siempre sobre la base de una Condición II, y cuando sea necesario se podrán corregir a la Condición I o III mediante el cálculo del CN de la siguiente manera:

$$\text{CN (Condición I)} = 4,2 * \text{CN (Condición II)} / 10 - 0,058 * \text{CN (Condición II)}$$

$$\text{CN (Condición III)} = 23 * \text{CN (Condición II)} / 10 + 0,13 * \text{CN (Condición II)}$$

El método del CN establece que la escorrentía superficial directa comienza después de que se alcance un cierto valor de lluvia acumulada, I_a , denominada pérdida (o abstracción) inicial, que viene a representar el volumen de precipitación que queda retenido en la cuenca al inicio de la lluvia como consecuencia de la interceptación, infiltración y almacenamiento superficial. Una vez iniciada la escorrentía directa, la altura de lluvia adicional almacenada en la cuenca, que no se transforma en escorrentía superficial directa, F_a , es menor o igual a la capacidad de retención máxima de la cuenca, S . La hipótesis del método fundamentalmente consiste en combinar la relación que liga las cantidades actuales y potenciales con la ecuación de continuidad, de esta forma llegamos a la expresión de la precipitación efectiva, P_e :

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S}$$

donde:

P_e = precipitación efectiva, en mm;

P = precipitación acumulada, en mm;

I_a = retención inicial o abstracción inicial, que incluye la retención superficial, interceptación por la vegetación e infiltración en el terreno, previa a la producción del escurrimiento, en mm;

S = máxima retención potencial de agua por el terreno (incluye la I_a), en mm.

El método asume que:

$$I_a = 0,2 * S$$

es decir, que la retención o abstracción inicial es el 20% de la capacidad de retención total. El 80% restante corresponde a la infiltración después que el escurrimiento ha comenzado.

La fórmula para la estimación de la lámina escurrida Q, reemplazando, es la siguiente:

$$P_e = \frac{(P - 0,2 * S)^2}{(P - 0,2 * S) + S}$$

El parámetro S puede tomar valores entre cero (escurrimiento máximo, en una superficie lisa e impermeable) e infinito (en un suelo extremadamente permeable). La relación de S (expresada en mm) con el CN es la siguiente:

$$S = \frac{(25400 - 254)}{CN}$$

donde, si S=0, CN=100, que es el máximo valor que puede aparecer en los gráficos de CN. Vale decir que CN es una relación que está en función de la máxima retención potencial, e indica el escurrimiento potencial de un complejo (Cisneros *et al.*, 2012).

- Cálculo de los CN para la cuenca Las Cañitas.

Para definir los *complejos hidrológicos suelo-cobertura* se utilizó la información ya presentada en los apartados III.2 y III.4 de esta Tesis la que fue complementada con observación de campo y fotografías e imágenes Google Earth.

En todas las subcuencas se calculó un CN ponderado de acuerdo al porcentaje de distintos suelos/cobertura vegetal/ usos presentes. Además se consideró como área impermeable el porcentaje correspondiente a los afloramientos rocosos en cada caso. Se emplearon valores de CN presentados en Chow *et al.* (1994) y en Fattorelli y Fernández (2011).

Los cálculos de los CN para cada una de las subcuencas fueron realizados de acuerdo a lo mencionado anteriormente y teniendo en cuenta las siguientes consideraciones:

Subcuenca A° Papaqayos: El valor del CN ponderado calculado para esta subcuenca se muestra en la Tabla III.6.2. El porcentaje de afloramientos rocosos es de aproximadamente 15%, y la vegetación presente corresponde a pastizales naturales de alta cobertura (Figs. III.6.3 y III.6.4). Los suelos se consideraron de tipo hidrológico D en las laderas y B en los valles. Los primeros son de alta infiltración pero poco profundos, apoyados sobre el sustrato rocoso, por lo que se saturan inmediatamente durante una precipitación intensa y comienzan a funcionar como impermeables.

Tabla III.6.2. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Papagayos.

Cca A° Papagayos	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector metamórfico (100% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 15 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	15		58			870	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	85				75	6375	72.45
% impermeable ponderado	15					CN pond. Cuenca=	72.45



Figura III.6.3. Imagen Google Earth mostrando un detalle de los afloramientos rocosos, valles laderas en la cuenca del A° Papagayos.



Figura III.6.4. Vistas de la cobertura vegetal y afloramientos rocosos en a) laderas y b) proximidades del canal, en la cuenca del A° Papagayos.

Subcuenca del A° Vilchez: El cálculo del CN se muestra en la Tabla III.6.3. El 85% de esta cuenca se desarrolla en el ambiente granítico, donde en los interfluvios, el porcentaje de afloramientos rocosos es elevado (60-70 %), incluyéndose las áreas con arenización de la roca que se consideran prácticamente impermeables por su escasa potencia, mientras que en los valles y pampas los afloramientos son menores al 10% (Figs. III.6.5 y III.6.6). Se asumió para el ambiente granítico un área impermeable del

30%. La vegetación corresponde a pasturas naturales de moderada altura (en buenas condiciones y con importante grado de cobertura), y el uso del suelo ganadero extensivo. Los suelos se consideraron del tipo hidrológico B en los valles y mallines, y D en las laderas. El 15% restante de la cuenca se desarrolla en ambiente metamórfico, donde los afloramientos rocosos alcanzan alrededor del 15%, la vegetación es de tipo pastizal en buenas condiciones y, al igual que para el ambiente granítico, se diferenciaron las áreas correspondientes a laderas (con moderada a alta pendiente) de las de los valles.

Tabla III.6.3. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Vilchez.

Cca A° Vilchez	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector granítico (85% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 30 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	30		58		1740		
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	70				75	5250	69.9
Sector metamórfico (15% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 15 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	10		58		580		
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	90				75	6750	73.3
% impermeable ponderado	27					CN pond. Cuenca=	70.41

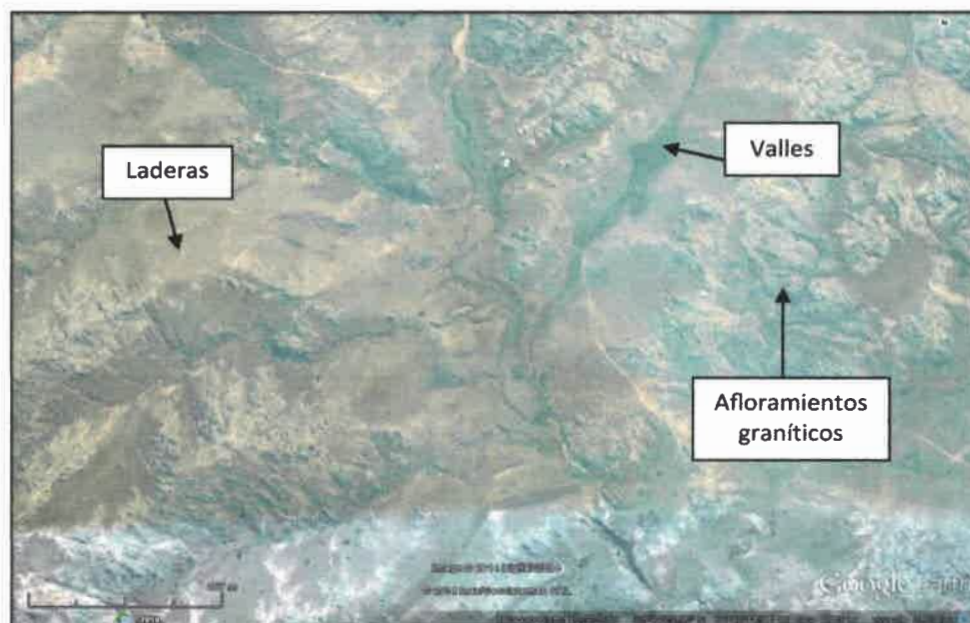


Figura III.6.5. Imagen Google Earth mostrando un detalle de los afloramientos rocosos, valles y laderas en el sector granítico de la cuenca del A° Vilchez.

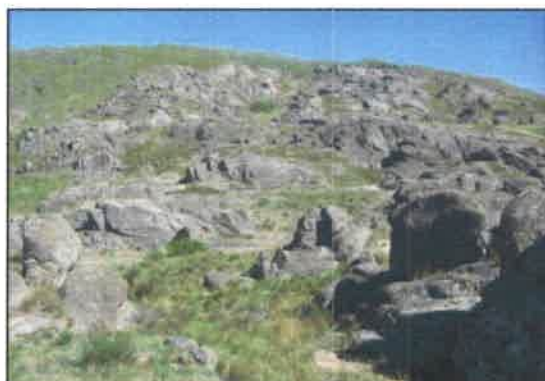


Figura III.6.6. Vista de a) un valle y laderas y b) sector de afloramientos rocosos, dentro del ambiente granítico, cuenca A° Vílchez.

Subcuenca río Las Tapias, sector serrano: el cálculo del CN se muestra en la Tabla III.6.4. Se desarrolla en el ambiente de roca migmatitas-gneisicas (aproximadamente el 35 % del área de la cuenca), miloníticas (el 60%) y graníticas (el 5%). Para el primer ambiente se asumieron los mismos CN que en la subcuenca del A° Papagayos, y el porcentaje de afloramientos rocosos se estima en 10%. Para el área milonítica en la faja de cizalla (5% de afloramientos rocosos), los valles tienen mayor relleno sedimentario, la pendiente es menor y la vegetación es más arbustiva que en la parte más alta de la cuenca (Figs. III.6.7 y III.6.8). Además están presentes algunos parches de bosque (Figs. III.6.9). Los suelos son del tipo hidrológico B en los valles y C en las laderas. Los parches de bosque y puestos arbolados en las sierras ocupan un área menor al 2%, y presentan buenas condiciones para la infiltración.

Tabla III.6.4. Definición del CN ponderado para la cuenca del río Las Tapias en su sector serrano.

Cca Las Tapias sector serrano	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector granítico (5% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	30						
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas			58			1740	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	70				75	5250	69.9
Sector metamórfico-migmatitas/gneisses (35% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	15						
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas			58			870	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	85				75	6375	72.45
Sector faja de cizalla Guacha Corral (60% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	10						
Valles-Mallines, pastizal-arbustal condic. óptimas	25		58			1450	
Laderas moderada pendiente, pastizal-arbustal en condic. óptimas	73			67		4891	
Pequeños parches con bosque	2		55			110	64.51
% Impermeable ponderado	12.75					CN pond. Cuenca=	67.5585



Figura III.6.7. Imagen Google Earth mostrando un detalle de los alrededores del río Las Tapias en el sector de rocas migmatitas y gneises.

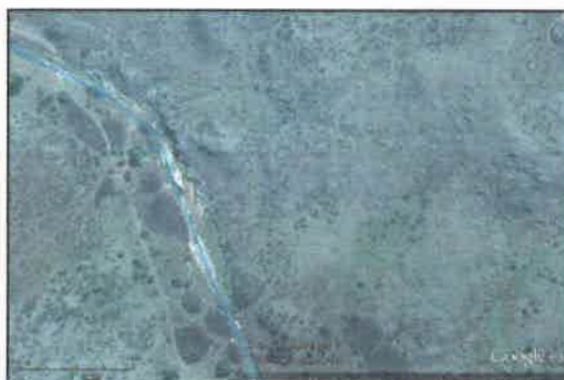


Figura III.6.8. Imagen Google Earth mostrando un detalle de los alrededores del río Las Tapias en el sector de la faja de cizalla Guacha Corral.



Figura III.6.9. Vistas de parches de bosque y arbustal, cuenca río Las Tapias, en el sector serrano.

Subcuenca río Las Tapias, sector extraserrano: el cálculo del CN se muestra en la Tabla III.6.5. El porcentaje impermeable correspondiente a afloramientos rocosos es del 2 %. La faja fluvial del río Las Tapias ocupa aproximadamente un 40% de esta subcuenca, sus materiales son más gruesos permitiendo mejor infiltración en sus suelos (suelos tipo A). El porcentaje de parches de bosques (7 % de la faja fluvial) es mayor que en el sector serrano, siempre asociado a las márgenes del río Las Tapias y bordes de terrazas fluviales, y se encuentran en buen estado (Figs. III.6.10 a III.6.12). Los suelos se asumen entre los tipos A y B (se asumió un CN intermedio). Un 50% aproximadamente son áreas con vegetación natural, del tipo arbustal-pastizal, y con suelos entre los tipos A y B. El 43% restante dentro de la faja fluvial corresponde a áreas cultivadas, las que en general muestran prácticas de conservación como cultivos siguiendo curvas de nivel, los suelos en este caso son del tipo A (Fig. III.6.10).

El 60 % restante de esta subcuenca forma parte de las unidades geomorfológicas Bloque pedemontano Las Tapias y Bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales, donde la presencia de una cubierta eólica reduce la infiltración (suelos asignados al tipo B). Dentro de la misma, alrededor de un 60 % son áreas cultivadas con tratamientos de conservación (franjas siguiendo curvas de nivel, y/o con rotación entre ganadería y pasturas), con suelos entre tipos A y B, y el 40% restante áreas con vegetación natural (pastizales-arbustal), también con suelos de ambos tipos.

Tabla III.6.5. Definición del CN ponderado para cuenca del río Las Tapias, sector extraserrano.

Cca Las Tapias sector extraserrano	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector faja fluvial río Las Tapias (40% de la cuenca)							
Impermeable 2 %							
Parches de bosque en bordes de terrazas	7	40				280	
Áreas cultivadas c/tratamiento p/conservación	43	55				2365	
Áreas de vegetación natural (arbustal, pastizal)	25	45				1125	
Áreas de vegetación natural (arbustal, pastizal)	25		58			1450	52.2
Bloque pedemontano Las Tapias - Bajada con cubierta eólica (60% de la cuenca)							
Impermeable 2 %							
Áreas cultivadas c/tratamiento p/conservación	30		69			2070	
Áreas cultivadas c/tratamiento p/conservación	30	55				1650	
Áreas de vegetación natural (arbustal, pastizal)	12	45				540	
Áreas de vegetación natural (arbustal, pastizal)	28		58			1624	58.84
% impermeable ponderado	2					CN pond. Cuenca=	56.184



Figura III.6.10. Imágenes Google Earth mostrando el río Las Tapias en el área extraserrana, se observan los sectores cultivados y los de vegetación natural.



Figura III.6.11. Vista del río Las Tapias en el sector extraserrano.



Figura III.6.12. Vista de los parches de bosque en la faja fluvial del río Las Tapias, sector extraserrano.

Subcuenca A° Los Comederos: El cálculo del CN ponderado para esta subcuenca se presenta en la Tabla III.6.6. En gran parte de esta subcuenca está presente una cubierta loésica. La cuenca alta y el sector previo a la confluencia con el A° Pasito Hondo (un 25% de la cuenca aproximadamente) posee un 10% de afloramientos rocosos (Fig. III.6.13), asociados principalmente a los ejes de canales. En el resto de la cuenca los afloramientos rocosos son menores al 1% (Fig. III.6.14). La cubierta vegetal son pastizales naturales, con un muy buen grado de cobertura (mayor al 75%), tanto en verano como en invierno (Fig. III.6.15). El grupo hidrológico de suelos se considera en un 50% tipo B (para ejes de valles y mallines, con mayor profundidad de desarrollo) y 50% tipo C (para interfluvios, de baja pendiente). El área ocupada por valles/mallines y las laderas es variable entre las áreas con distinto grado de afloramientos rocosos (Tabla III.6.6).

Tabla III.6.6. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Los Comederos.

Cca A° Los Comederos	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector con cubierta loésica pampas de altura (75% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 1%							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	35		58			2030	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	65			67		4355	63.85
Sector metamórfico (25% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 10 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	15		58			870	
Laderas moderada pendiente, pastizal en condic. óptimas	85			67		5695	65.65
% impermeable ponderado	3.25					CN pond. Cuenca=	64.3



Figura III.6.13. Imágen Google Earth mostrando la cuenca alta del A° Los Comederos.



Figura III.6.14. Imágen Google Earth mostrando la cuenca media del A° Los Comederos.



Figura III.6.15. Vistas de los pastizales naturales en la cuenca media del A° Los Comederos, a) durante el verano y b) en el invierno.

Subcuenca A° Pasito Hondo: La Tabla III.6.7 muestra el cálculo del CN ponderado. En aproximadamente el 85% de esta subcuenca el porcentaje de afloramientos rocosos es del 10%, asociado principalmente a los ejes de canales (Fig. III.6.16 y III.6.17), y en el 15% restante es inferior al 1%. Estos últimos son sectores donde la cubierta eólica mejor se preserva. Al igual que en la cuenca del A° Los Comederos, la cubierta vegetal son pastizales naturales, con un muy buen grado de cobertura; y el grupo hidrológico de suelos se considera en un 50% tipo B (para ejes de valles y mallines, con mayor profundidad de desarrollo) y 50% tipo C (para interfluvios, de baja pendiente). El área ocupada por valles/mallines y las laderas también es variable entre las áreas con distinto grado de afloramientos rocosos (Tabla III.6.7).

Tabla III.6.7. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Pasito Hondo.

Cca A° Pasito Hondo	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector con cubierta loésica pampas de altura (15% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 1%							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	35		58			2030	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	65			67		4355	63.85
Sector metamórfico (85% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 10 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	15		58			870	
Laderas moderada pendiente, pastizal en condic. óptimas	85			67		5695	65.65
% impermeable ponderado	8.65					CN pond. Cuenca=	65.38



Figura III.6.16. Imagen Google Earth mostrando la cuenca alta del A° Pasito Hondo.



Figura III.6.17. Vista del A° Pasito Hondo en uno de los sectores con mayor % de afloramientos rocosos.

Subcuenca A° Las Parecitas: La Tabla III.6.8 presenta el cálculo del CN ponderado. El 20% de esta subcuenca (especialmente su cuenca alta), posee una cubierta loésica más continua espacialmente y los afloramientos rocosos son del 1% (Fig. III.6.18), mientras que el 80% restante los mismos alcanzan el 10% (Fig. III.6.19). Las áreas ocupadas por valles y mallines (suelos del tipo B) y por laderas de baja pendiente (suelos tipo C) fueron consideradas igual que en las cuencas de los A° Los Comederos y Pasito Hondo. A efectos de la esquematización del modelo de cuenca, se sumó al área de esta subcuenca el área drenada al río La Tapa en el trayecto desde la confluencia de los arroyos Pasito Hondo y Los Comederos hasta la unión del A° Las Parecitas (3,94 Km²).

Tabla III.6.8. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Las Parecitas.

Cca A° Las Parecitas	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector con cubierta loésica pampas de altura (20% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 1%							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	35		58		2030		
Laderas baja a moderada pendiente, pastizal en condic. óptimas	65			67	4355	63.85	
Sector metamórfico (80% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 10 %							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	15		58		870		
Laderas moderada pendiente, pastizal en condic. óptimas	85			67	5695	65.65	
% impermeable ponderado	8.2					CN pond. Cuenca	65.29



Figura III.6.18. Imágen Google Earth mostrando la cuenca alta del A° Las Parecitas.



Figura III.6.19. Imágen Google Earth mostrando la cuenca media del A° Las Parecitas.

Subcuenca A° Alto Lindo: El cálculo del CN ponderado se encuentra en la Tabla III.6.9. El porcentaje de afloramientos en la cuenca media y alta (70% de la cuenca) se asume del 15% (Fig. III.6.20 y III.6.21). Los suelos de valles y mallines son del tipo B y los de las laderas del tipo D, y la vegetación dominante son pastizales de alta cobertura. En este sector también una pequeña área ocupada por forestación con pinos y puestos serranos con arbolado, en las cuales los suelos se asignaron al tipo B.

En la cuenca baja de este arroyo (30%, aproximadamente el área coincidente con la faja de cizalla Guacha Corral, Fig. III.6.22) el área impermeable por afloramientos de roca es cercana al 10%. Los valles y mallines ocupan un área mayor que en la cuenca media y alta (25%), su cobertura vegetal es un pastizal con buena cobertura, y en partes además arbustos, y los suelos son de tipo B (Fig. III.6.23). Por su parte, los suelos de las laderas se asumen del tipo C ya que poseen mayor espesor y menor pendiente que en las partes más elevadas del ambiente metamórfico. Los puestos/parches de bosque son escasos, y en ellos el suelo se asignó al tipo B.

Tabla III.6.9. Definición del CN ponderado para la cuenca del A° Alto Lindo.

Cca A° Alto Lindo	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector metamórfico gneisses-migmatitas (70% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	15%						
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	10		58		580		
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	89				75	6675	
Parches de bosque-pinares-arbolados en puestos	1		55			55	73.1
Sector faja de cizalla Guacha Corral (30% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	10%						
Valles-Mallines, pastizal-arbustal condic. óptimas	25		58			1450	
Laderas moderada pendiente, pastizal-arbustal en condic. óptimas	74			67		4958	
Parches de bosque-pinares-arbolados en puestos	1		55			55	64.63
% Impermeable ponderado	8.65					CN pond. Cuenca	70.6



Figura III.6.20. Imágen Google Earth, sector cuenca media-alta del A° Alto Lindo.



Figura III.6.21. Vista cuenca media-alta del A° Alto Lindo (sector migmatitas-gneisses).



Figura III.6.22. Imágen Google Earth mostrando la cuenca baja (sector faja de cizalla) del A° Alto Lindo.



Figura III.6.23. Vista cuenca baja del A° Alto Lindo (sector faja de cizalla Guacha Corral).

Cuenca media del río La Tapa: La Tabla III.6.10 presenta el cálculo del CN ponderado. El 90% del área corresponde al ambiente de migmatitas y gneisses (Complejo Monte Guazú), y se estima un porcentaje de afloramientos rocosos del 15%, mientras que en el sector próximo a la confluencia con el A° Alto Lindo (faja de cizalla) los afloramientos son del 10% (Fig. III.6.24). La vegetación dominante en valles y laderas es el pastizal; el arbustal se encuentra sólo en el sector más bajo, próximo a la confluencia del A° Alto Lindo.

Tabla III.6.10. Definición del CN ponderado para la cuenca media del río La Tapa.

Cca media río La Tapa	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector metamórfico gneisses-migmatitas (90% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 15%							
Valles-Mallines, pastizal condic. óptimas	15		58			870	
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal en condic. óptimas	84.5				75	6337.5	
Parches de bosque-pinares-arbolados en puestos	0.5		55			27.5	72.35
Sector faja de cizalla Guacha Corral (10% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca 10 %							
Valles-Mallines, pastizal-arbustal condic. óptimas	25		58			1450	
Laderas moderada pendiente, pastizal-arbustal en condic. óptimas	75				67	5025	64.75
% impermeable ponderado	14.5					CN pond. Cuenca-	71.6



Figura III.6.24. Imágen Google Earth mostrando la cuenca media del río La Tapa.

Cuenca inferior del río La Tapa: La Tabla III.6.11 presenta el cálculo del CN ponderado. Esta subcuenca posee un sector serrano (45%), donde los afloramientos que generan un área impermeable ocupan el 8% aproximadamente (Fig. III.6.25). Tanto en valles como en laderas de este ambiente la vegetación natural que domina es el pastizal-arbustal, y los suelos se consideran del tipo B en los valles y del tipo C en las laderas. El 55% restante de la subcuenca pertenece al piedemonte, con un alto porcentaje (90%) de áreas cultivadas, en las cuales en general se observan técnicas de conservación como cultivos en franjas siguiendo curvas de nivel (Figs. III.6.25 y III.6.26). También hay una pequeña proporción ocupada por restos de bosques naturales y de arbolados de los puestos. Los suelos en general se consideran del tipo hidrológico B.

Tabla III.6.11. Definición del CN ponderado para la cuenca inferior del río La Tapa.

Cca inferior río La Tapa	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Sector serrano - Faja cizalla Guacha Corral (45% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	8%						
Valles-Mallines, pastizal-arbustal condic. óptimas	25		58		1450		
Laderas moderada a alta pendiente, pastizal-arbustal en condic. óptimas	75			67	5025	64.75	
Sector piedemonte (55% de la cuenca)							
Impermeable, afloramientos roca	0%						
Áreas cultivadas c/tratamiento p/conservación	90		69		6210		
Parches de bosque-arbolado en puestos	10		55		550	67.6	
% Impermeable ponderado	3.6					CN pond. Cuenca=	66.3



Figura III.6.25. Imágen Google Earth mostrando la cuenca inferior del río La Tapa.



Figura III.6.26. Vista de las áreas cultivadas en la cuenca inferior del río La Tapa.

Cuenca del río Las Cañitas: Los cálculos del CN ponderado se muestran en la Tabla III.6.12. El 100% de esta subcuenca se desarrolla en el ambiente pedemontano, y los afloramientos rocosos son nulos. Prácticamente la totalidad de los suelos (considerados tipo A) se encuentran cultivados, observándose en algunos casos

alternancia con actividad ganadera durante el año (Figs. III.6.27 y III.6.28). Varios lotes presentan técnicas de manejo siguiendo curvas de nivel. También se observa un pequeño porcentaje correspondiente a parches de bosques naturales, especialmente en los bordes de terrazas fluviales, y otras áreas con vegetación natural del tipo arbustal-pastizal, en general asociados a espiras de acreción y bordes de terrazas (Fig. III.6.29).

Tabla III.6.12. Definición del CN ponderado para la cuenca del río Las Cañitas.

Cca río Las Cañitas	%	Grupo Hidrológico de Suelo				Producto	CN subambiente
		A	B	C	D		
Impermeable, afloramientos roca 0%							
Áreas cultivadas c/tratamiento p/conservación	93	55				5115	
Áreas de vegetación natural (arbustal, pastizal)	5	45				225	
Parches de bosque	2	45				90	54.3
% impermeable ponderado	0					CN pond. Cuenca:	54.3



Figura III.6.27. Imágen Google Earth mostrando el uso del suelo en cuenca del río Las Cañitas.



Figura III.6.28. Vista de las áreas con actividad ganadera, cuenca río Las Cañitas.



Figura III.6.29. Vista de área con vegetación nativa (al fondo), faja fluvial río Las Cañitas.

Abstracciones o Pérdidas Iniciales para la cuenca Las Cañitas.

Como HEC-HMS considera que las abstracciones iniciales, tal cual lo admite el método del número de curva, equivalen al 20% del valor de S, esta casilla se dejó en blanco para las distintas subcuencas en la modelación.

III.6.3.1.2 - Método de transformación: Hidrograma Unitario del SCS

Para calcular la escorrentía directa producida por la precipitación neta se seleccionó el método del Hidrograma Unitario del SCS, en el cual el caudal se representa como (q/Q_p) , siendo Q_p , el caudal punta generado en la cuenca objeto de estudio; y el tiempo como (t/T_p) , donde T_p es el tiempo al pico. Las expresiones de estas variables vienen dadas por Chow *et al.* (1994):

$$Q_p = \frac{2.08.A}{T_p} \qquad T_p = \frac{T_y}{2} + T_l$$

Donde: Q_p es el caudal punta en m^3/s por cm de lluvia efectiva; A es la superficie de la cuenca en km^2 ; T_p es el tiempo al pico en horas; T_y la duración del pulso de lluvia; y T_l el tiempo de desfase o de retardo de la cuenca (*Lag Time*). HEC-HMS sólo requiere ingresar el *Lag Time* para aplicar este método.

El **tiempo de concentración T_c** ha sido definido de diferentes maneras en la literatura, la más común lo designa como el tiempo en el cual la escorrentía superficial del punto más alejado de la cuenca alcanza el punto de desagüe o salida, es decir el tiempo en el cual toda la cuenca contribuye al flujo. Dicho de otra forma, es el tiempo de viaje de una gota de agua de lluvia que escurre superficialmente desde el lugar más lejano de la cuenca hasta el punto de salida, cuando se tiene una lluvia uniforme que cubre toda la cuenca.

En Taylor y Schwarzs (1952) lo definen como el tiempo comprendido entre el final de la precipitación efectiva y el final de la escorrentía directa, siendo este último valor el punto de inflexión del hidrograma después del caudal pico.

Numerosas fórmulas están disponibles en la literatura para el cálculo del T_c , y es notable la diferencia en los valores obtenidos por ellas, inclusive empleando los mismos datos de entrada a las fórmulas, tal como lo destacan Vélez Upegui y Botero Gutierrez (2011), mostrando la variabilidad en los resultados en una cuenca experimental en Colombia.

Usualmente se recomienda emplear el valor medio obtenido de varias ecuaciones empíricas disponibles en la literatura científica.

Inicialmente se calcularon los T_c por la ecuación de **California Culvert Practice** (1942), ya que la misma es una variante de la ecuación de *Kirpich* (1940), desarrollada para pequeñas cuencas montañosas. Su fórmula es la siguiente: $T_c (min) = 57 \cdot (L^{1.155} / H^{0.385})$, donde L es la longitud del cauce principal (Km) y H la diferencia de cotas entre los extremos (m). La Tabla III.6.13 presenta los cálculos realizados.

También se calcularon los T_c por la fórmula del **U.S. Corps of Engineers**, donde $T_c (hs) = 0.3 \cdot (L^{0.76} / S^{0.19})$, siendo L la longitud del cauce principal (Km) y S su pendiente media (m/m). Según López Miñano (2006), la fórmula de U.S. Corps of Engineers es la más satisfactoria de varias analizadas en su trabajo (*Kirpich, Ven Te Chow, Giandotti*), y define el tiempo medio que transcurre desde el origen del hidrograma hasta el momento en que se ha desaguado la mitad de su volumen. Esta fórmula supone el empleo de T_c del orden de dos veces los tradicionales de *Kirpich* o *Giandotti* y ello repercute sensiblemente en los cálculos, sobre todo en cuencas pequeñas. Los cálculos realizados por esta fórmula se presentan en la Tabla III.6.14. Como puede observarse, los T_c obtenidos son más del doble de los calculados por *California Culvert Practice*.

Se presentan además, los cálculos correspondientes a la ecuación desarrollada por el SCS (1986), en la cual se incorpora el CN promedio de cada subcuenca (Tabla III.6.15):

$$T_c = \frac{100 \cdot L_p^{0.8} \cdot [(1000 / NC) - 9]^{0.7}}{1900 \cdot (S \cdot 100)^{0.5}}$$

Donde T_c es el tiempo de concentración (horas), L_p es la longitud del cauce (pies), NC es el número curva y S es la pendiente promedio del cauce principal (m/m).

También se calcularon los tiempos de concentración por medio de la ecuación de Bransby, donde $T_c (min) = (14.6 \cdot L^{0.77}) / (A^{0.1} \cdot S^{0.2})$, siendo L la longitud del cauce principal (Km), S su pendiente (%) y A el área de la subcuenca (Km²). Esta fórmula arrojó valores similares a los del SCS en la mayoría de las subcuencas. Por otro lado, los cálculos mediante la ecuación de *Kirpich* (1940), $T_c (hs) = 0.000325 \cdot (L^{0.77}) / S^{0.389}$, siendo L la longitud del cauce principal (m) y S su pendiente (%), mostraron valores muy pequeños, de aproximadamente ¼ de los obtenidos por el SCS.

Por otro lado, el **tiempo de retardo** se define como el intervalo de tiempo entre el centroide de masa de la precipitación y el pico del hidrograma resultante. Estudios realizados por el SCS encontraron que en general su valor es aproximado al 0,6 del Tiempo de concentración (T_c) (Scharffenberg y Fleming, 2009).

En Ponce (1989), se determina según la siguiente ecuación:

$$T_r = \frac{L^{0.8} (2540 - 22.86 CN)^{0.7}}{14104 CN^{0.7} I^{0.5}}$$

Donde T_r viene dado en horas; L es la longitud medida a lo largo del cauce principal hasta la divisoria de la cuenca, en m; I es la pendiente media de la cuenca en m/m; y CN es el valor del número de curva medio de la cuenca.

Por su parte, el "Watershed Modelling System" del Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos utiliza varias opciones para el cálculo del tiempo de retardo en su modelo, por ejemplo la del SCS:

$$T_r = \frac{L_p^{0.8} \cdot (CN/1000 - 9)^{0.7}}{1900 \cdot S^{0.5}}$$

Donde L_p es la longitud del cauce (pies), CN es el número curva y S es la pendiente promedio del cauce principal (m/m).

En las tres tablas presentadas anteriormente, el tiempo de retardo se calculó como 0,6 veces el Tiempo de concentración. Para la modelación se utilizaron los valores calculados por *California Culvert Practice*, ya que resultaron intermedios entre las distintas fórmulas.

Específicamente para la subcuenca La Tapa Media, a partir del análisis de tormentas registradas en la estación La Cumbre, seleccionadas para la modelación, y los limnigramas correspondientes obtenidos en la estación La Tapa, se estimaron los tiempos de retardo aproximados, los cuales fueron colocados como dato de entrada al modelo para esta subcuenca.

Tabla III.6.13. Cálculo del Tiempo de concentración para las diferentes subcuencas por la ecuación del *California Culvert Practice*.

Subcuenca del arroyo/río	Long. (Km)	Cota Sup. (m)	Cota Inf. (m)	Dif.Cotas (m)	Tc (min)	Lag Time (min)
Los Comederos	10.12	1802	1462	340	87.5	52.5
Pasito Hondo	10.81	1860	1462	398	88.9	53.4
Las Parecitas	9.66	1653	1282	371	80.2	48.1
La Tapa superior	3.577	1462	1282	180	33.6	20.2
La Tapa medio	17.541	1282	715	567	135.7	81.4
La Tapa inferior	5.1506	715	680	35	96.3	57.8
Alto Lindo	22.8375	1590	715	875	155.8	93.5
Vílchez	9.778	1425	880	545	70.2	42.1
Papagayos	9.782	1565	880	685	64.3	38.6
Las Tapias serrano	8.397	880	751	129	102.5	61.5
Las Tapias extraserrano	8.991	751	680	71	139.6	83.7
Las Cañitas	10.4	680	650	30	230.1	138.0

Tabla III.6.14. Cálculo del Tiempo de Concentración para las diferentes subcuencas por la ecuación del U.S. Corps of Engineers.

Subcuenca del arroyo/río	Long. (Km)	Cota Sup. (m)	Cota Inf. (m)	Dif.Cotas (m)	Pendiente (m/m)	Tc (hs)	Tc (min)	Lag Time (min)
Los Comederos	10.12	1802	1462	340	0.034	3.3	199.2	119.5
Pasito Hondo	10.81	1860	1462	398	0.037	3.4	205.8	123.5
Las Parecitas	9.66	1653	1282	371	0.038	3.1	187.4	112.5
La Tapa superior	3.577	1462	1282	180	0.050	1.4	83.7	50.2
La Tapa medio	17.541	1282	715	567	0.032	5.1	304.7	182.8
La Tapa inferior	5.1506	715	680	35	0.007	2.7	161.5	96.9
Alto Lindo	22.8375	1590	715	875	0.038	6.0	360.6	216.4
Vílchez	9.778	1425	880	545	0.056	2.9	176.2	105.7
Papagayos	9.782	1565	880	685	0.070	2.8	168.8	101.3
Las Tapias serrano	8.397	880	751	129	0.015	3.3	200.5	120.3
Las Tapias extraserrano	8.991	751	680	71	0.008	4.0	239.7	143.8
Las Cañitas	10.4	680	650	30	0.003	5.4	324.2	194.5

Tabla III.6.15. Cálculo del Tiempo de Concentración para las diferentes subcuencas por la ecuación del SCS.

Subcuenca del arroyo/río	Long. (m)	Long. (pies)	CN Promedio	Pendiente (m/m)	Tc (min)	Lag Time (min)
Los Comederos	10120	3036	64.3	0.034	65.4	39.2
Pasito Hondo	10810	3243	65.38	0.037	64.2	38.5
Las Parecitas	9660	2898	65.29	0.038	57.3	34.4
La Tapa superior	3577	1073.1	72.35	0.050	22.7	13.6
La Tapa medio	17541	5262.3	71.6	0.032	85.2	51.1
La Tapa inferior	5150.6	1545.18	66.32	0.007	80.3	48.2
Alto Lindo	22837.5	6851.25	71.6	0.038	96.7	58.0
Vílchez	9778	2933.4	70.41	0.056	42.0	25.2
Papagayos	9782	2934.6	72.45	0.070	35.5	21.3
Las Tapias serrano	8397	2519.1	67.56	0.015	76.5	45.9
Las Tapias extraserrano	8991	2697.3	56.18	0.008	150.8	90.5
Las Cañitas	10400	3120	54.3	0.003	293.9	176.4

III.6.3.1.3 – Propagación de hidrogramas

La propagación de ondas de crecida se define como el procedimiento matemático de cálculo usado para determinar/predecir la variación espacial y temporal de un hidrograma de crecida en un río, cauce, o en un embalse. El tránsito de crecidas considera los efectos de almacenamiento en el cauce/embalse y resistencia al flujo en el hidrograma.

Para este paso se utilizó el método de Muskingum ofrecido por HEC-HMS. Este método proporciona una fórmula para determinar el almacenamiento en un tramo de río durante el paso de una onda de crecida, con base en el concepto de cuña y prisma. Durante el avance de la onda de creciente, el caudal de entrada es mayor que el de salida, siendo un almacenamiento de cuña. Durante la recesión, el caudal de salida es mayor que el de entrada resultando en una cuña negativa. Adicionalmente, existe un almacenamiento por prisma, que está formado por un volumen de sección transversal constante a lo largo de la longitud del canal prismático (Chow *et al.*, 1994).

Para distribuir el volumen del tramo entre la cuña y el prisma se aplica un factor de ponderación "x", y para calcular o modelar el alargamiento de la onda de crecida un factor de atenuación "k". El parámetro *k* es el tiempo de tránsito de una onda de creciente a través del tramo de canal.

Para poder calcular ambos factores se debe disponer de información de hidrogramas de entrada y salida para un tramo del río, lo cual no es posible en este caso.

El valor de *x* depende de la forma de almacenamiento en cuña y varía desde 0 para un almacenamiento tipo embalse, hasta 0,5 para una cuña completamente desarrollada. En flujos naturales, *x* se encuentra entre 0 y 0,3, con un valor medio cercano a 0,2. No se necesita una gran precisión en la determinación del mismo debido a que los resultados del método son relativamente insensibles al valor de este parámetro (Chow *et al.*, 1994).

Cunge (1969) combinó métodos hidráulicos con el método de Muskingum. Este método calcula las dos constantes utilizadas en el método de Muskingum, *k* y *x*, mediante parámetros hidráulicos del cauce.

$$K = \Delta x / c$$
$$X = 0.5 * \left(1 - \frac{Q}{B * S_0 * c * \Delta x} \right)$$

Donde Δx es la longitud del tramo de cauce considerado; c es la celeridad (velocidad media $\cdot m$, siendo m aproximadamente $5/3$ en cauces naturales amplios); S_0 es la pendiente media del cauce (adimensional); Q es el caudal y B es el ancho del cauce.

La correcta aplicación de este método requiere elegir correctamente el Δt y el Δx . Para ello se divide el tramo en subtramos, de modo que el caudal de salida de uno de ellos será el caudal de entrada del siguiente.

El número de subtramos se puede calcular dividiendo la longitud de cada tramo por el producto de celeridad y el intervalo de tiempo de simulación elegido (FLUMEN, 2014). Para calcular el valor del parámetro K se utiliza la siguiente fórmula (FLUMEN, 2014):

$$K = 0,18 * (\Delta x / (i^{(0,25)}))^{(0,76)}$$

Donde Δx es la distancia máxima en Km e i es la pendiente máxima de la subcuenca. Debe cumplirse como se citó anteriormente la condición $\Delta t > 2 \cdot K \cdot X$. Si no se cumple esta condición habrá que calcular el número de sub-tramos que hay en el tramo.

Para esta modelación se escogió el valor de 0,3 para el parámetro X y los cálculos del parámetro K para los diferentes tramos de ríos son presentados en la Tabla III.6.16. El Δt elegido para representar los resultados fue de 10 minutos (0,17 horas). Como no se cumplía la condición citada anteriormente, se calculó el número de subtramos como $\Delta t > (2 \cdot K \cdot X) / n \rightarrow n > 2 \cdot K \cdot X / \Delta t$.

Con estos valores calculados el modelo corrió sin problemas de inestabilidad.

Tabla III.6.16. Cálculo del parámetro K para los tramos de ríos de la cuenca Las Cañitas.

Río/Arroyo	Δx (m)	Δx (Km)	i	K (hs)	$\Delta t = 2 \cdot k \cdot x$	Δt (hs)	Nº subtramos
La Tapa superior	3577	3.58	0.05	0.84	0.50	0.17	3.0
La Tapa medio	17541	17.54	0.03	3.05	1.83	0.17	11.0
La Tapa inferior	5150.6	5.15	0.01	1.61	0.97	0.17	5.8
Las Tapias serrano	8397	8.40	0.03	1.80	1.08	0.17	6.5
Las Tapias extraserrano	8991	8.99	0.01	2.21	1.33	0.17	8.0
Las Cañitas	10400	10.40	0.01	2.88	1.73	0.17	10.4

III.6.3.2 - Modelo meteorológico

A partir de los registros de precipitaciones de la estación meteorológica La Cumbre y de los registros limnimétricos de la estación La Tapa, se seleccionaron dos tormentas con sus respectivos hidrogramas de crecida, para poder efectuar luego del modelado la calibración de los parámetros. Cabe señalar aquí que, a pesar de contar

con la instrumentación de esta subcuenca, son escasos los eventos disponibles para calibrar y validar la modelación. Por un lado, debido a que muchas de las crecidas ocurren antes de que se genere la precipitación en la estación La Cumbre, es decir, la lluvia corresponde a un sector más bajo de la cuenca, y por otro, debido a los frecuentes cortes en los registros limnimétricos, de modo que no se dispone en muchas ocasiones de ambos datos para el mismo evento. Además, se han seleccionado eventos de crecida relativamente sencillos, es decir descartando los hidrogramas complejos, de dos o más picos.

Las dos tormentas seleccionadas corresponden al 21/02/14 (con 29,4 mm y condición de humedad antecedente II) y al 20/02/12 (con 23,6 mm y condición de humedad antecedente III). Los hietogramas de las mismas se presentan en las Figuras III.6.30 y III.6.31, respectivamente. Como puede observarse, los intervalos de máxima intensidad en 15 minutos se dan en un caso hacia el final de la precipitación (21/02/14), y en el otro al inicio de la misma (20/2/12). Esto también fue un criterio de selección, a modo de observar la respuesta hidrológica de la cuenca. La duración de la lluvia también es distinta, siendo el 21/02/14 de casi 9 horas y el 20/02/12 de sólo 1:15 horas.

Respecto a la distribución espacial de la precipitación del 21/02/14, un dato en el puesto Vílchez (subcuenca del A° Vílchez) indica el registro de 29 mm para este día, mientras que la estación pluviométrica Las Tapias de la SSRH, en el sector pedemontano, registró 31 mm, ambos registros con condiciones de humedad antecedentes II (13 y 21 mm durante los 5 días previos, respectivamente). Dada la similitud en los registros, se consideró utilizar el hietograma de la Fig. III.6.30 para la cuenca completa del río Las Cañitas durante la modelación.

Por otra parte, en el caso de la lluvia del 20/02/12, sólo se cuenta para la subcuenca del río Las Tapias, con el dato de la estación pluviométrica Las Tapias (SSRH), que totalizó 32 mm, con condición de humedad antecedente III (39 mm en los 5 días previos). En este caso se tuvo en cuenta además que el limnógrafo localizado en el río Las Tapias, a la salida del sector serrano, no registró incrementos en el nivel de agua para este evento de tormenta. Una posibilidad en este caso es que, al ser el registro de este instrumento de 1 dato cada 24 hs., el pico de la crecida podría haberse perdido; u otra, que efectivamente la precipitación ocurrió sólo en el sector pedemontano de la cuenca, y por lo tanto no se registró incremento del nivel de agua en el limnógrafo. Si bien el registro en el piedemonte para la cuenca Las Tapias fue algo mayor que en la estación La Cumbre para este evento de precipitación, para la

modelación se optó, a modo de simplificar, por utilizar el registro de la estación La Cumbre para la cuenca completa.

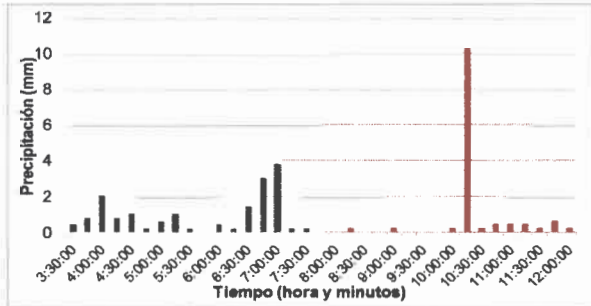


Figura III.6.30. Hietograma tormenta del 21/02/14 registrado en estación La Cumbre.

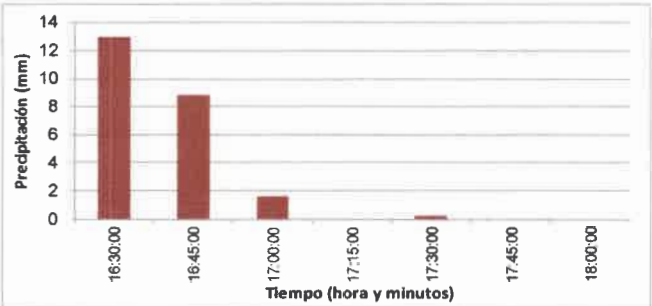


Figura III.6.31. Hietograma tormenta del 20/02/12 registrado en estación La Cumbre.

-Limnimetría y caudales

Para poder comparar los datos simulados con los observados y calibrar el modelo, HEC-HMS solicita cargar los hidrogramas disponibles.

Utilizando la curva altura-caudal aproximada, presentada en la Figura III.5.35, se calcularon los caudales correspondientes a los niveles de agua de los limnigramas registrados en la estación La Tapa para las dos tormentas seleccionadas. Los hidrogramas cargados en HEC-HMS se muestran en las Figuras III.6.32 y III.6.33. Para simplificar la modelación, por medio de métodos gráficos fue eliminado de los hidrogramas el flujo base.

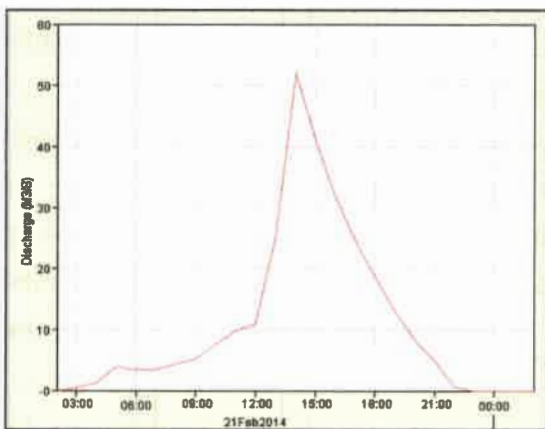


Figura III.6.32. Hidrograma observado en estación La Tapa, 21/02/14.

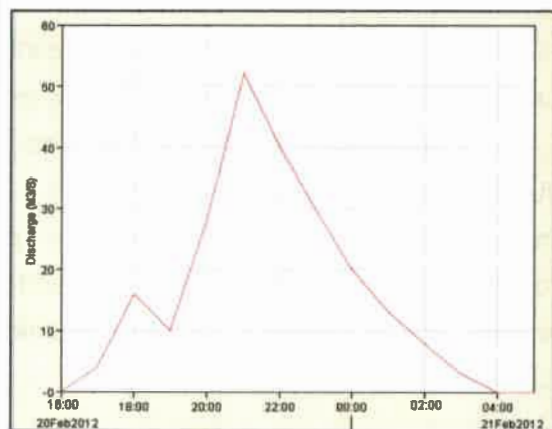


Figura III.6.33. Hidrograma observado en estación La Tapa, 20/02/12.

III.6.3.3 - Especificaciones de control

Como último paso previo a la corrida del modelo se indicaron las fechas y hora de inicio y fin de cada modelación, en un caso del 21/02/14–2:00 hs. al 22/02/14–2:00 hs., y en el otro del 20/02/12-16:00 hs. al 21/02/12-5:00 hs. Se seleccionó un incremento de tiempo para los cálculos de 10 minutos.

III.6.4 - EVALUACIÓN DE RESULTADOS

III.6.4.1 - Modelación tormenta del 21/02/14

El modelo corrió sin problemas, obteniéndose los hidrogramas a la salida de cada subcuenca (Fig. III.6.34) junto a gráficos de barra mostrando la precipitación efectiva y las abstracciones iniciales en cada caso. La propagación de los hidrogramas a través de los distintos tramos de río se muestra en la Figura III.6.35. En cada confluencia también se genera un hidrograma con la suma correspondiente, pero por cuestiones de espacio los mismos no se muestran aquí.

Las subcuencas Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas, que drenan principalmente las pampas de altura, erogaron caudales pico de 1,2 - 3,8 y 2,9 m³/s, respectivamente. Para las cuencas más importantes en cuanto a área drenada se refiere, se obtuvieron caudales pico próximos a 20 m³/s (La Tapa Media) y 10 m³/s (Alto Lindo). Por su parte, las subcuencas Vilchez y Papagayos arrojaron caudales pico similares, del orden de 10 m³/s, y Las Tapias serrana, cercano a los 5 m³/s. Las subcuencas del sector pedemontano contribuyeron con caudales más bajos (1,8 m³/s La Tapa Inferior y 0,45 m³/s Las Tapias extraserrana) o nulos (Las Cañitas).

Específicamente para la salida de la subcuenca del río La Tapa, en el elemento Junction-8 (ver ubicación en Fig. III.6.2) los hidrogramas simulado y observado se muestran en la Figura III.6.36, donde es posible observar que el caudal pico simulado fue de 29,26 m³/s y el medido u observado de 51,86 m³/s, habiendo un desfase entre ambos de 40 minutos. Estos resultados evidentemente necesitarán luego ser calibrados.

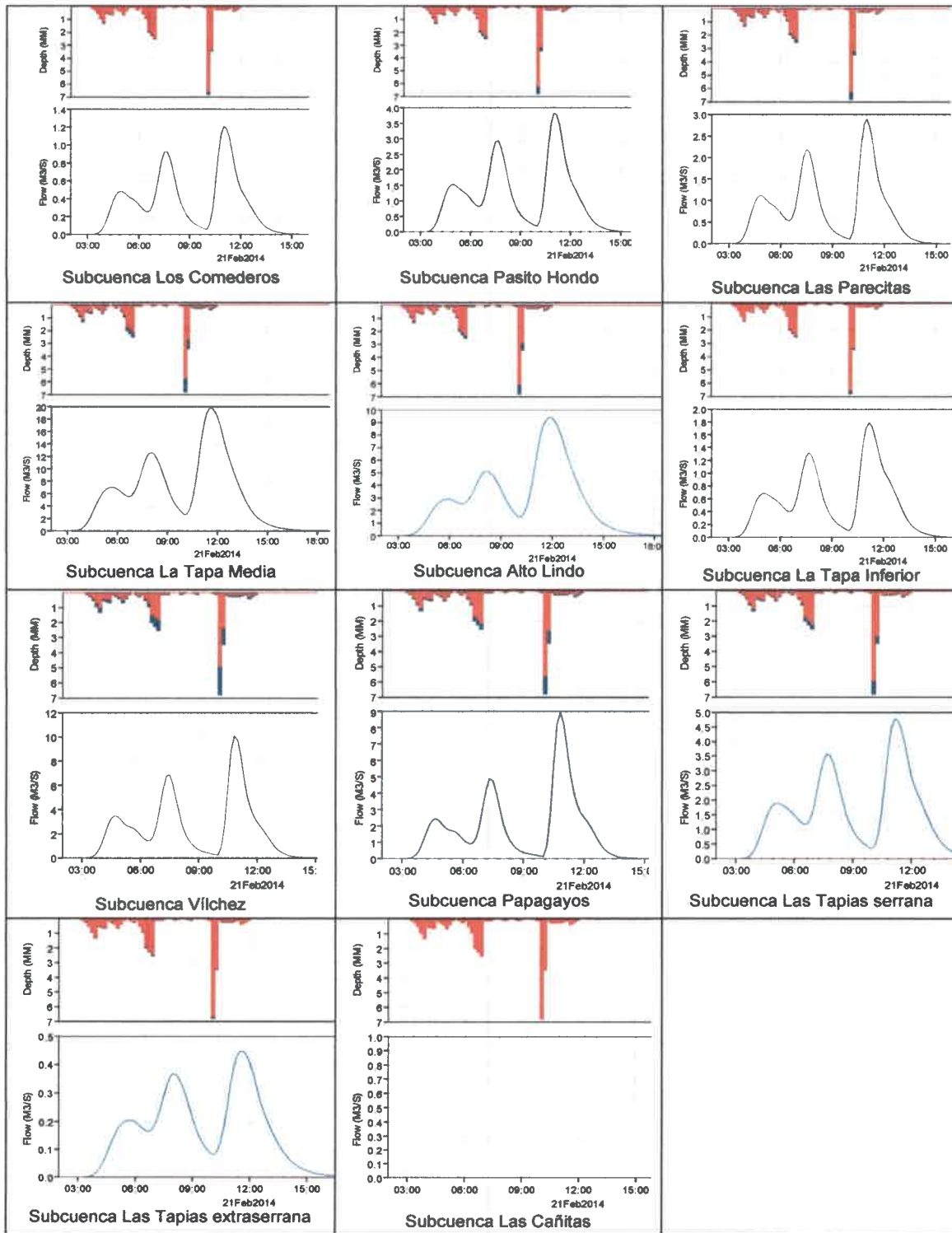


Figura III.6.34. Hietogramas e hidrogramas para las distintas subcuencas para la modelación del 21/02/14. Las barras en azul indican las precipitaciones y en rojo las abstracciones iniciales. Las líneas en azul corresponden a los hidrogramas simulados a la salida de cada subcuenca.

Lo mismo ocurre con los hidrogramas simulado y observado a la salida del sector serrano del río Las Tapias (Junction-5) presentados en la Figura III.6.37. En este caso el desfase es de 2:40 hs. y el caudal pico observado de 40,13 m³/s contra 15,11 m³/s del simulado. Estos resultados también serán calibrados, aunque en este caso debe recordarse que el registro de la distribución en el tiempo de esta precipitación pertenece a la cuenca del río La Tapa, de modo que pueden haber existido diferencias con la cuenca del río Las Tapias.

La propagación de hidrogramas en los cauces mostró la esperada atenuación de los picos y retraso en el tiempo de los mismos. Estos resultados serán analizados en detalle luego de realizar la calibración.

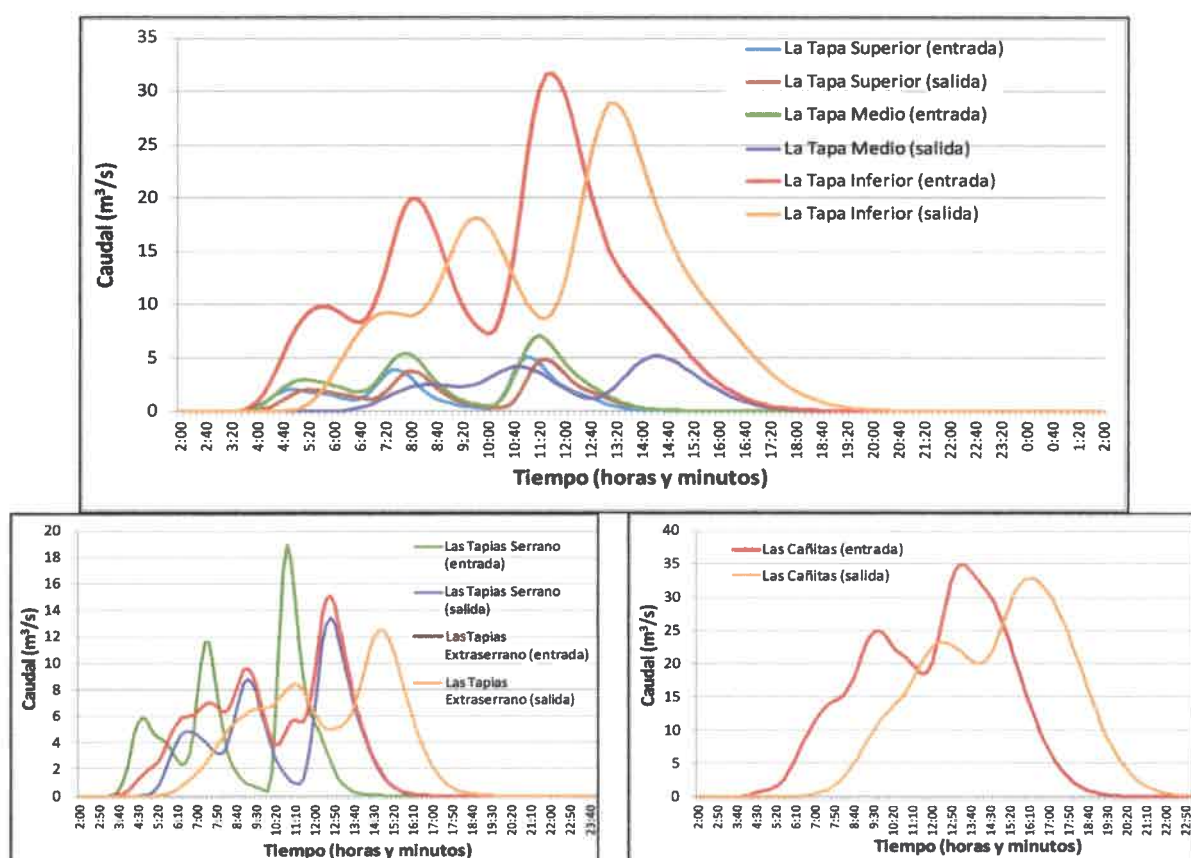


Figura III.6.35. Propagación de hidrogramas para la entrada y salida de los distintos tramos de río de la cuenca, modelación del 21/02/14.

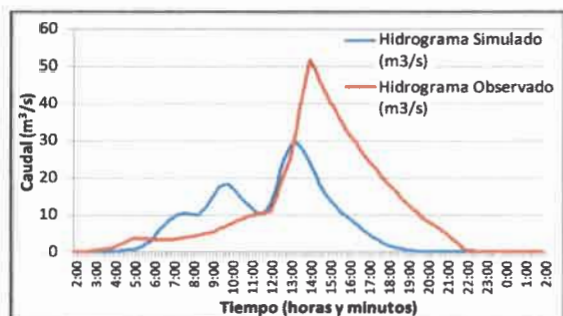


Figura III.6.36. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8), modelación tormenta del 21/02/14.

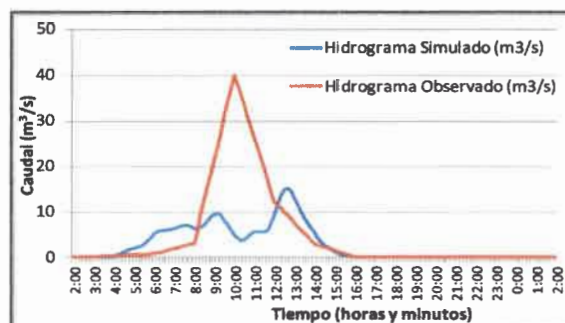


Figura III.6.37. Hidrogramas simulado y observado a la salida del sector serrano del río Las Tapias (Junction-5), modelación tormenta del 21/02/14.

III.6.4.2 - Modelación tormenta del 20/02/12

En este caso, los CN empleados en cada subcuenca fueron convertidos a la condición de humedad antecedente III. Los hidrogramas a la salida de cada subcuenca, junto a la precipitación efectiva y las abstracciones iniciales, se presentan en la Figura III.6.38 y la propagación de los mismos a través de los cauces en la Figura III.6.39.

Las subcuencas Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas, erogaron caudales pico de 16 – 19,2 y 14,1 m³/s, respectivamente. Para La Tapa Media, el caudal pico fue de 67 m³/s, para Alto Lindo de 47,5 m³/s, y para La Tapa Inferior de 21,5 m³/s. Dentro de la cuenca del río Las Tapias, las subcuencas Vílchez, Papagayos y Las Tapias serrana, mostraron caudales pico del orden de 12 a 17 m³/s. En el piedemonte los caudales pico fueron de 13,8 m³/s para Las Tapias extraserrana, y 22,1 m³/s para Las Cañitas).

Específicamente para la salida de la subcuenca del río La Tapa, en el elemento Junction-8 (ver ubicación en Fig. III.6.2) los hidrogramas simulado y observado se muestran en la Figura III.6.40, donde es posible observar que el caudal pico simulado fue de 70,4 m³/s y el medido u observado de 50,2 m³/s, habiendo un desfase entre ambos de 1:20 horas. Estos resultados serán calibrados en el siguiente apartado de esta Tesis.

La propagación de hidrogramas en los cauces, al igual que para la tormenta del 21/02/14, mostró la atenuación de los picos y un retraso en el tiempo de los mismos. Estos resultados serán analizados en detalle luego de realizar la calibración.

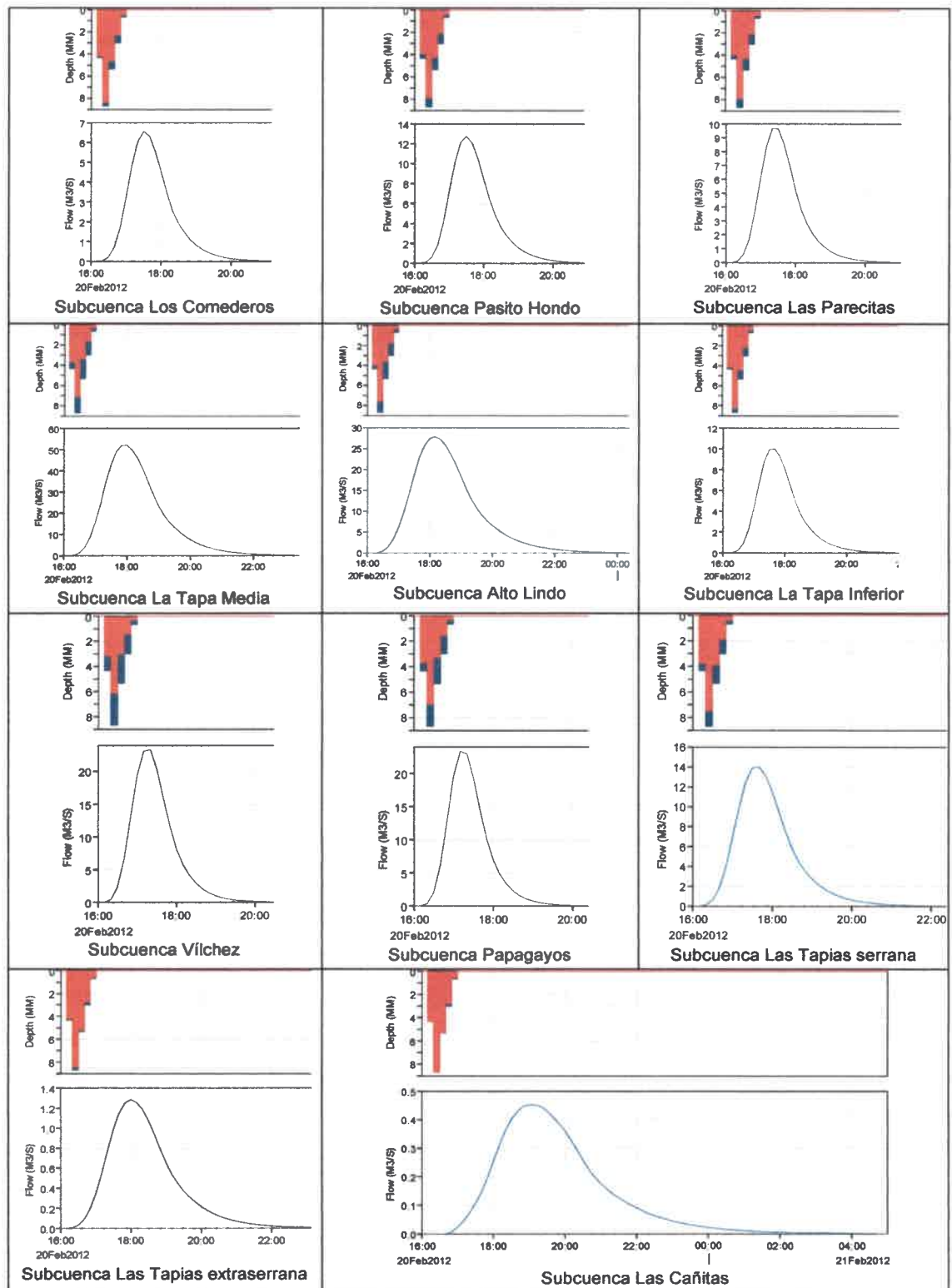


Figura III.6.38. Hietogramas e hidrogramas para las distintas subcuencas para la modelación del 20/02/12. Las barras en azul indican las precipitaciones y en rojo las abstracciones iniciales. Las líneas en azul corresponden a los hidrogramas simulados a la salida de cada subcuenca.

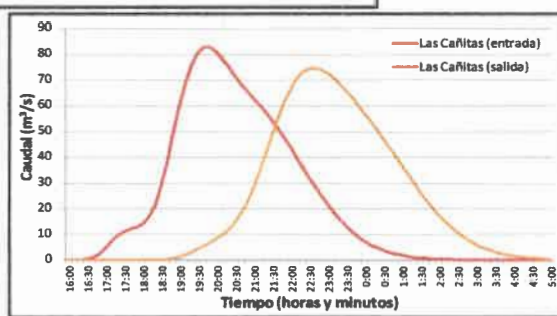
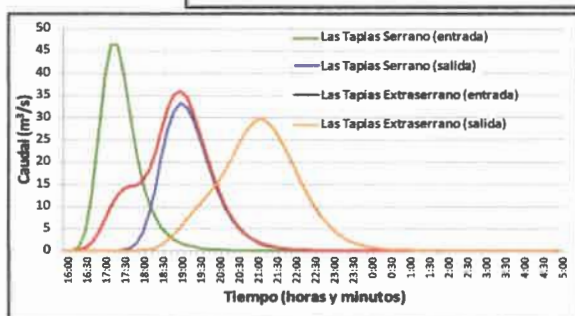
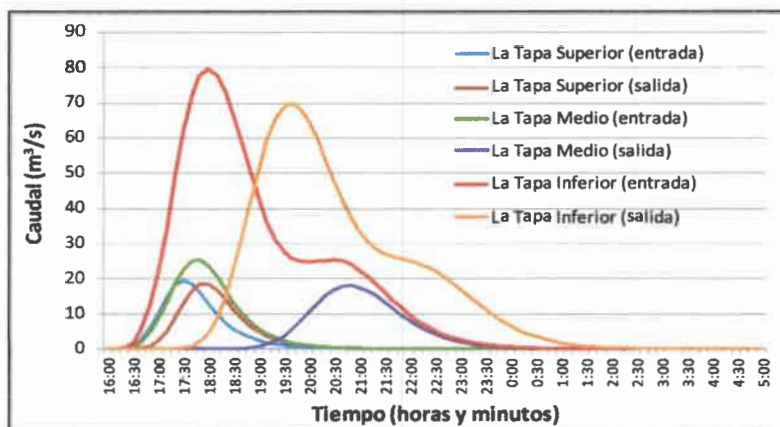


Figura III.6.39. Propagación de hidrogramas para los distintos tramos de río de la cuenca Las Cañitas, modelación del 20/02/12.

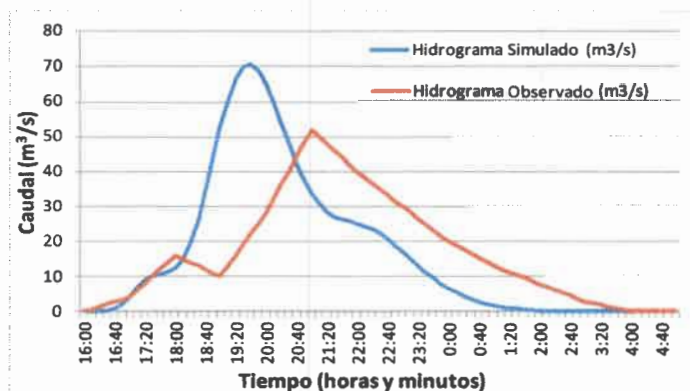


Figura III.6.40. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8), modelación tormenta del 20/02/12.

III.6.5 - CALIBRACIÓN DEL MODELO

La calibración es muy importante en la modelación hidrológica para ajustar los parámetros del modelo y así lograr que los hidrogramas obtenidos en la simulación reproduzcan satisfactoriamente los hidrogramas registrados en la cuenca. En esta

modelación, la calibración se realizó de dos maneras: una variando los parámetros del modelo mediante la técnica de prueba y error, es decir, observando de manera visual que el hidrograma simulado se ajustara al observado, y otra utilizando las herramientas de optimización automática de HEC-HMS, a partir de una selección inicial de todos los valores por parte del usuario, hasta producir un ajuste óptimo de los valores calculados con los observados.

Se pueden calibrar parámetros asociados a los procesos de infiltración, de transformación de la lluvia en escorrentía, de tránsito de caudales, etc. utilizando distintas funciones objetivo disponibles, entre ellas, ajuste ponderado por mínimos cuadrados, porcentaje de error respecto al caudal pico, etc.

El programa emplea dos métodos de búsqueda y aproximación a los valores óptimos: 1) gradiente univariado, que cambia un parámetro por iteración y 2) Nelder & Mead, que los cambia a todos en una misma iteración.

Para evaluar la confiabilidad de los resultados de la calibración se utiliza una medida de la sensibilidad de la función objetivo respecto a los parámetros. La función objetivo se calcula cambiando el valor de uno de los parámetros ya optimizados entre 0.995 y 1.005 veces su óptimo, mientras todos los demás se conservan invariantes. La medida de sensibilidad es el cambio en porcentaje del valor de la función objetivo como resultado del cambio en 1% del óptimo del parámetro.

Se calculó el coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe E (Nash y Sutcliffe, 1970), que corresponde a una medida del rendimiento o eficiencia de un modelo simulado respecto a un modelo perfecto (real). El mismo presenta resultados menores o iguales a 1 y se estima con la siguiente ecuación:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_o)^2}$$

donde E es coeficiente adimensional, Q_{ci} es caudal calculado en el día i (m^3/s), Q_{oi} es caudal observado en el día i (m^3/s), y \bar{Q}_o es promedio de los caudales observados en los n días (m^3/s).

Si el resultado es 1 la calibración es perfecta; un ajuste perfecto quiere decir que la varianza de los errores es cero. El coeficiente vale cero cuando la varianza de los errores es igual a la varianza observada, lo cual significa que el modelo produce estimaciones del promedio de las observaciones en todos los intervalos. Los valores negativos indican un desempeño peor del modelo.

Las calibraciones fueron efectuadas modificando los parámetros CN y Lag Time, en primer lugar, de la subcuenca La Tapa Media y en segundo lugar de la subcuenca Alto Lindo. Se adoptó este criterio dado que son las dos cuencas de mayor superficie, con lo cual es esperable que la variación en los parámetros se refleje más sensiblemente en los resultados del modelo. De acuerdo a los resultados obtenidos, se incorporaron en algunos casos los parámetros de las demás subcuencas.

III.6.5.1 - Calibración tormenta del 21/02/14

A partir de los hidrogramas simulado y observado para el río La Tapa la Figura III.6.36, se realizó la calibración, inicialmente modificando manualmente a prueba y error el parámetro *Lag Time* de la subcuenca La Tapa Media. La mejor aproximación se obtuvo con un valor de 120 minutos, donde el desfasaje entre ambos picos se redujo a 20 minutos. La diferencia entre la magnitud de ambos caudales pico quedó en 26,3 m³/s (51,36 m³/s contra 25,1 m³/s).

Posteriormente se realizaron 9 ensayos de calibración automáticos, utilizando los dos métodos de búsqueda de HEC-HMS presentados anteriormente, y ajustando el los parámetros CN de todas las subcuencas y *Lag Time* de la subcuenca Alto Lindo.

Los mejores resultados se obtuvieron con el método de Nelder Mead, y la función objetivo Peak Weigthed RMS Error. Se ajustó el *Lag Time* de la subcuenca Alto Lindo entre 90 y 120 minutos, y el CN de las subcuencas entre su valor original y + 10%, a excepción de las subcuencas La Tapa Media y Alto Lindo, donde el valor original del CN se incrementó en un 5%, y a partir del mismo se dio la posibilidad de ajustarlo en un 5% más. Si bien no se logró reducir más el tiempo de desfasaje, la diferencia entre los caudales pico quedó en 6,02 m³/s (51,36 m³/s contra 45.34 m³/s, un 11,7 %). La Figura III.6.41 muestra el ajuste entre los hidrogramas calibrado y observado y la Tabla III.6.17 los parámetros optimizados y la sensibilidad de la función objetivo.

El coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe (*E*) arrojó un valor de 0,68 para esta calibración, de modo que se consideró aceptable.

Por otra parte, y teniendo en cuenta que la estación meteorológica La Cumbre no pertenece a la subcuenca del río Las Tapias, se intentó de igual manera realizar una calibración entre los hidrogramas simulado y observado en el elemento Junction-5 (Fig. III.6.37), posición donde se encuentra el limnógrafo de la estación Las Tapias.

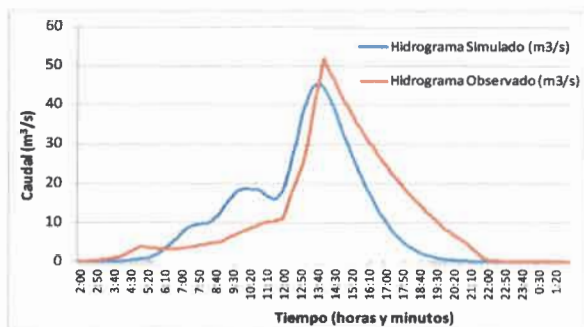


Figura III.6.41. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8), para la tormenta del 21/02/14, luego de la calibración.

Tabla III.6.17. Parámetros iniciales y optimizados, y sensibilidad de la función objetivo, para la calibración de la tormenta del 21/02/14.

Parámetro	Subcuenca	Valor inicial	Valor óptimo	Sensibilidad de la función objetivo
CN	Alto Lindo	75.2	75.6	-0.46
CN	Inferior RíoLaTapa	66.3	69.7	0.26
CN	Media RíoLaTapa	75.2	82.3	-1.81
CN	Las Parecitas	65.3	66.4	-0.19
CN	Pasito Hondo	65.4	68.4	-0.45
CN	Los Comederos	64.3	66.8	-0.25
Lag Time	Alto Lindo	93.5	95.3	-0.45

En este caso no hubo diferencias entre los resultados obtenidos por los dos métodos de búsqueda (Gradiente Univariado y Nelder Mead), siendo en ambos casos inaceptables. Luego de varios ensayos de optimización de parámetros se observó que no era posible mejorar las diferencias tanto en la magnitud de los caudales pico como del desfase en el tiempo. La calibración se manejó inicialmente de tal manera de no salir del rango de valores de CN de acuerdo a las condiciones de humedad antecedentes II, tal como lo indicaban los registros obtenidos en la cuenca para el puesto Vilchez y la estación Las Tapias de la SSRH. Los resultados se presentan en la Figura III.6.42, donde es posible apreciar la importante diferencia entre los caudales pico simulado y observado ($19,14 \text{ m}^3/\text{s}$). Al no existir datos de lluvia en las subcuencas Papagayos y Las Tapias Serrana, se optó finalmente por reemplazar los CN de las mismas por los de la condición de humedad antecedente III, a modo de generar mayores escurrimientos, logrando reducir la diferencia entre los caudales pico a $12,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. III.6.43). Respecto al desfase en el tiempo entre los hidrogramas, es evidente que la distribución de la lluvia fue distinta en esta cuenca. No fue posible disminuir las 2:40 hs de retraso del hidrograma simulado respecto al observado, ya que los *Lag Time* debían ser demasiado pequeños para intentar mejorar este resultado. Se reemplazaron los valores de *Lag Time* por los calculados mediante la fórmula del SCS (más pequeños que los del California Culvert Practice), e igualmente el desfase quedó en 2:30 hs.

El coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) arrojó un valor de 0,18 para esta calibración, de modo que se consideró inaceptable.

La Figura III.6.44 muestra los hidrogramas a la salida de cada subcuenca perteneciente a la cuenca del río La Tapa, luego de efectuada la calibración. Para las

subcuencas Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas, los caudales pico incrementaron muy levemente con el modelo calibrado, siendo de 1,32 – 4,29 y 2,96 m³/s, respectivamente. Para la subcuenca Alto Lindo se incrementó de 10 a 14 m³/s y para La Tapa Media de 20 a 32,5 m³/s. Finalmente, para La Tapa Inferior aumentó de 1,8 a 2,73 m³/s.

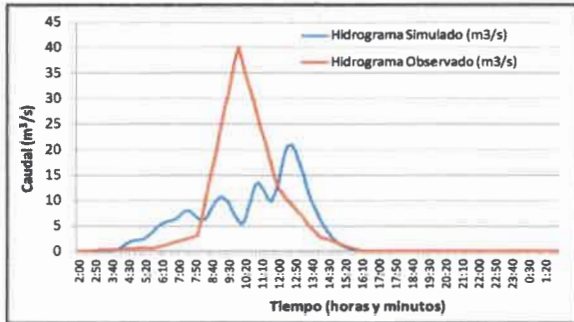


Figura III.6.42. Hidrogramas simulado y observado en el río Las Tapias (Junction-5), para la tormenta del 21/02/14, luego de la calibración.

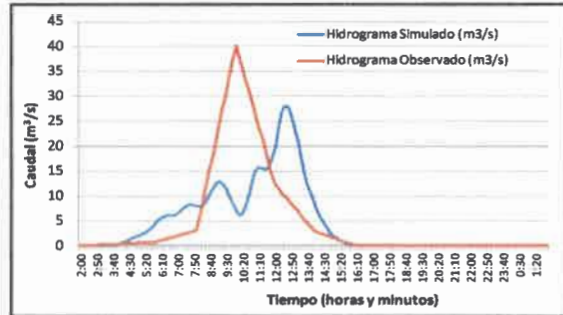


Figura III.6.43. Hidrogramas simulado y observado en el río Las Tapias (Junction-5), para la tormenta del 21/02/14, luego de la calibración utilizando los CN para las condiciones de humedad antecedente III.

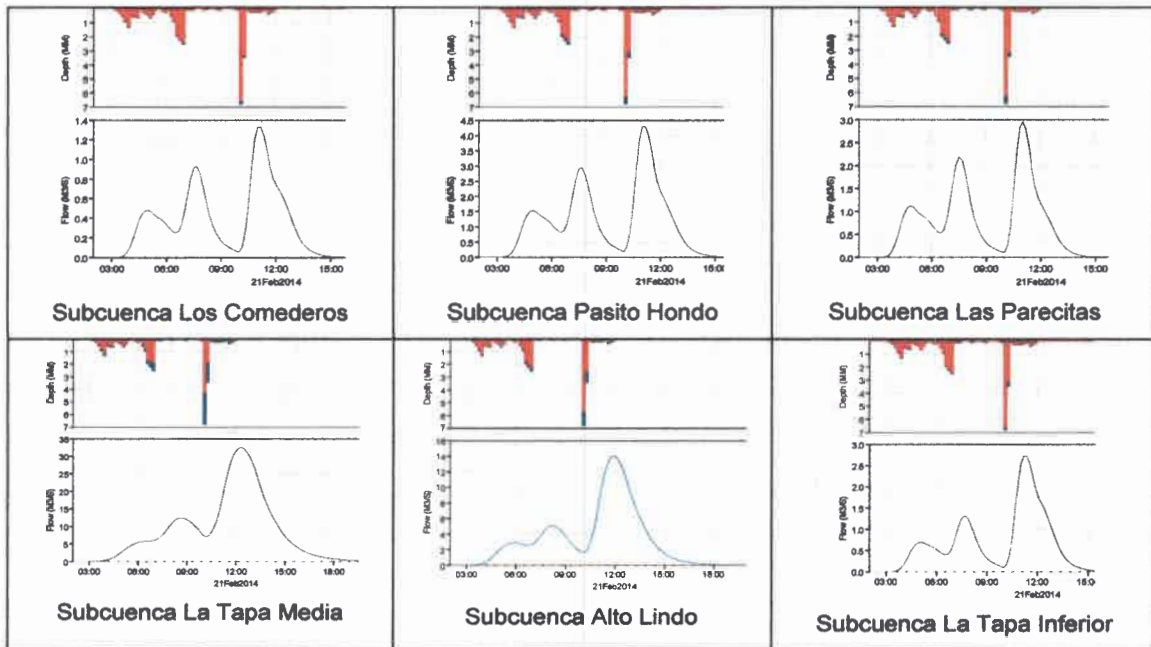


Figura III.6.44. Hietogramas e hidrogramas para las subcuencas del río La Tapa luego de efectuada la calibración del evento del 21/02/14. Las barras en azul indican las precipitaciones y en rojo las abstracciones iniciales. Las líneas en azul corresponden a los hidrogramas simulados a la salida de cada subcuenca.

El traslado de los hidrogramas (Fig. III.6.45), para el tramo del río La Tapa Superior muestra una atenuación en el caudal pico muy pequeña, de $0,12 \text{ m}^3/\text{s}$, y un retraso de 20 minutos. Para el tramo La Tapa Medio estos valores fueron de $1,91 \text{ m}^3/\text{s}$ y 3:10 horas, respectivamente, mientras que para el tramo La Tapa Inferior fueron de $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$ y 1:40 hs., respectivamente.

Finalmente, cabe recordar que para esta fecha el limnógrafo instalado sobre el río Las Cañitas no estaba funcionando debido a la caída de un rayo, de modo que no fue posible calibrar en este punto el modelo.

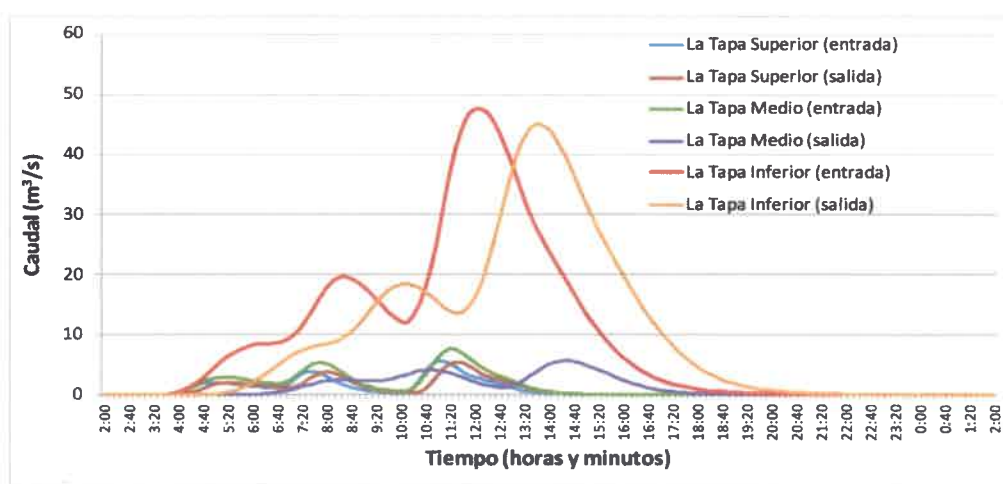


Figura III.6.45. Propagación de hidrogramas para los distintos tramos del río La Tapa, luego de la calibración, para la tormenta del 21/02/14.

III.6.5.2 - Calibración tormenta del 20/02/12

En este caso partiendo de los hidrogramas de la Figura III.6.39, sólo se efectuó una calibración manual, ajustando el parámetro *Lag Time*, ya que las magnitudes de los caudales pico fueron muy similares. Así, los mejores resultados se obtuvieron colocando un valor de 140 minutos en la subcuenca La Tapa Media y de 150 minutos en la de Alto Lindo. El desfase en el tiempo entre los caudales pico de ambos hidrogramas quedó en 0 minutos (ambos se dan a las 21:00 hs), y la diferencia entre las magnitudes de los caudales pico en $2,97 \text{ m}^3/\text{s}$ ($52 \text{ m}^3/\text{s}$ contra $49,03 \text{ m}^3/\text{s}$, un 5,7 %). La Figura III.6.46 presenta los hidrogramas ajustados.

El coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) en este caso dio un valor de 0,79, de modo que también se consideró aceptable la calibración.

Respecto al río Las Cañitas, para esta fecha aún no se contaba con el limnómetro instalado, de modo que no pudo realizarse una calibración a partir de un hidrograma en este río.

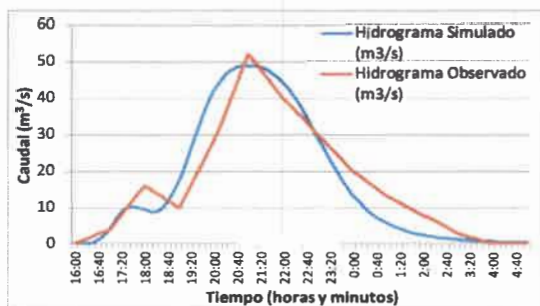


Figura III.6.46. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8) para la tormenta del 20/02/12, luego de la calibración.

La Figura III.6.47 muestra los hidrogramas a la salida de cada subcuenca perteneciente a la cuenca del río La Tapa, luego de efectuada la calibración, junto a gráficos de barra mostrando la precipitación efectiva y las abstracciones iniciales en cada caso.

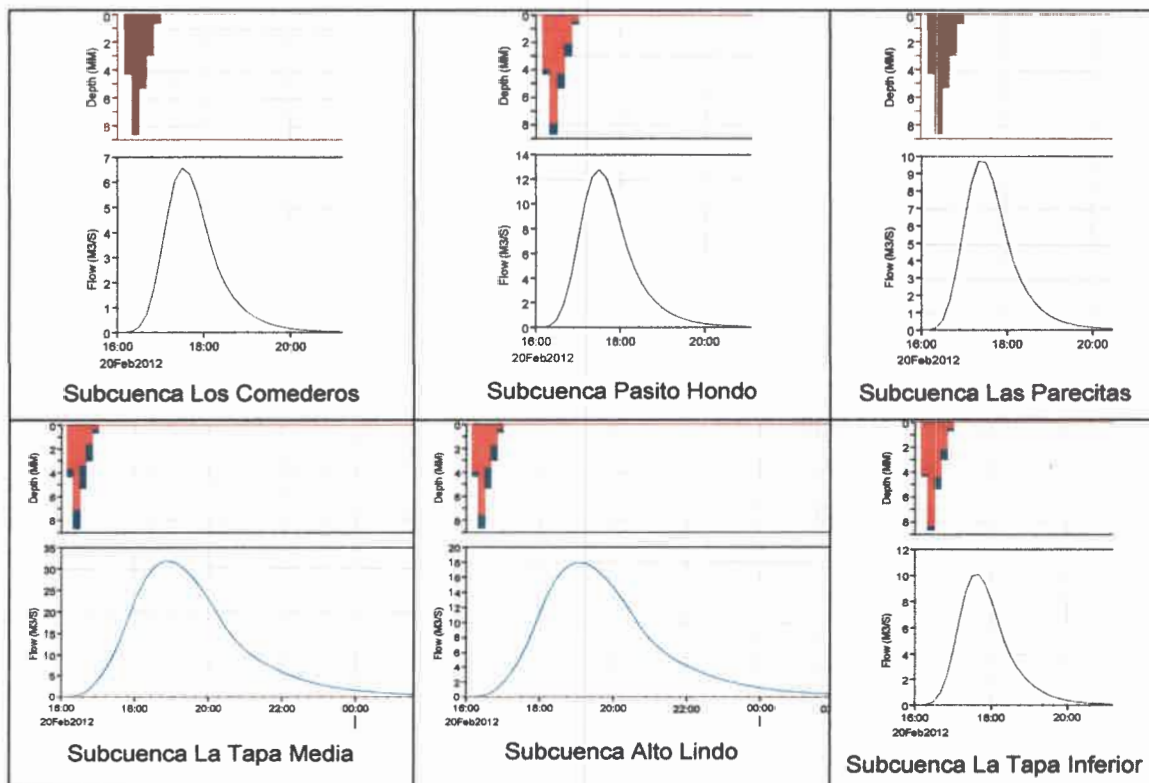


Figura III.6.47. Hietogramas e hidrogramas para las distintas subcuencas luego de efectuada la calibración del evento del 20/02/12. Las barras en azul indican las precipitaciones y en rojo las abstracciones iniciales. Las líneas en azul corresponden a los hidrogramas simulados a la salida de cada subcuenca.

Los caudales pico de todas las subcuencas disminuyeron notoriamente mediante la calibración: para Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas fueron de 6,5 – 12,8 y 9,7 m³/s, respectivamente; para La Tapa Media fue de 31,7 m³/s, para Alto Lindo de 17,9 m³/s, y para La Tapa Inferior de 10,1 m³/s. El resto de la cuenca no se presenta aquí, ya que la calibración se efectuó sólo para la subcuenca del río La Tapa. Respecto al tránsito de los hidrogramas en los ríos, para el tramo La Tapa Superior, se observa una vez calibrado el modelo, una atenuación muy leve en el pico (de 0,10 m³/s), y un desfase de 20 minutos (Fig. III.6.48). Para el tramo La Tapa Medio, la atenuación es de 7,2 m³/s y el desfase de 3 hs., mientras que en el tramo La Tapa Inferior, la atenuación fue de 1,2 m³/s y el desfase de 1:50 hs (Fig. III.6.48).

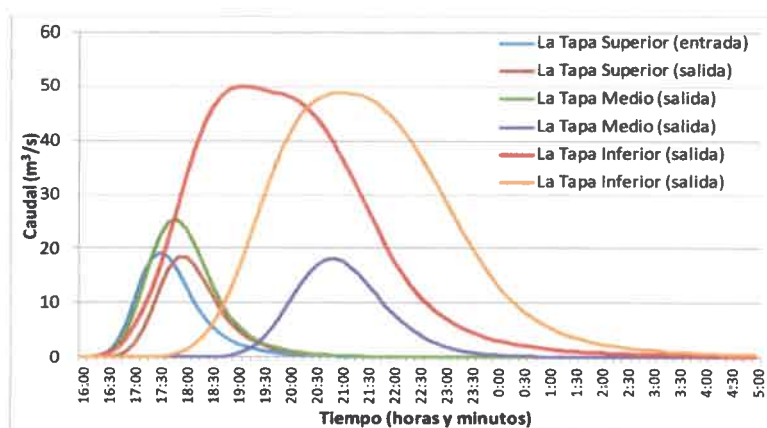


Figura III.6.48. Propagación de hidrogramas para los distintos tramos del río La Tapa, luego de la calibración, para la tormenta del 20/02/12.

III.6.6 - ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE PARÁMETROS

El análisis de sensibilidad mide cuanto pueden llegar a afectar a los resultados de un modelo variaciones relativamente pequeñas en los valores de los parámetros. Este análisis permite definir la importancia de cada parámetro, comprobar la lógica interna de un modelo y detectar si el modelo está sobreparametrizado, es decir si existen parámetros a los que el modelo resulta insensible. Este análisis suele hacerse ejecutando el modelo para diversos valores del parámetro cuya sensibilidad quiere calcularse dejando fijos todos los demás. Sin embargo la sensibilidad a un parámetro dependerá de los valores adoptados por los demás parámetros, por lo que puede ser más complejo hacer un análisis de sensibilidad (Sarría y Palazón, 2008).

Para las dos tormentas presentadas anteriormente, se realizó un análisis de sensibilidad de los parámetros CN y *Lag Time* al mismo tiempo que se realizaron las pruebas de calibración manual, puesto que al variar manualmente los parámetros para encontrar el valor óptimo de calibración, se identificaron los de mayor influencia en los resultados finales. Si bien el parámetro asociado a las abstracciones iniciales fue incluido en las pruebas de calibración, no mostró variaciones en los resultados en ningún caso, de modo que se continuó trabajando sólo con los parámetros CN y *Lag Time*.

El análisis de sensibilidad del parámetro CN consistió en incrementar o disminuir el valor inicial adoptado para la subcuenca La Tapa Media en $\pm 10, 20$ y 30% , observando la respuesta en los hidrogramas simulados (Figs. III.6.49 y III.6.50). Puede deducirse de los dos gráficos la importante variación en los caudales pico obtenidos en las distintas pruebas. Se muestra también en estas figuras el hidrograma observado a la salida de esta cuenca.

En la Figura III.6.49 se observa que para los valores de $-10, -20$ y -30% del CN los resultados ya no cambian, y en la Figura III.6.50 se observa el mismo comportamiento en las curvas de -20 y -30% del valor del CN.

En el caso de la tormenta del 20/02/12 sólo se incrementó en un 10% , ya que a mayores incrementos sobrepasaba el valor 100 (máximo posible en un CN).

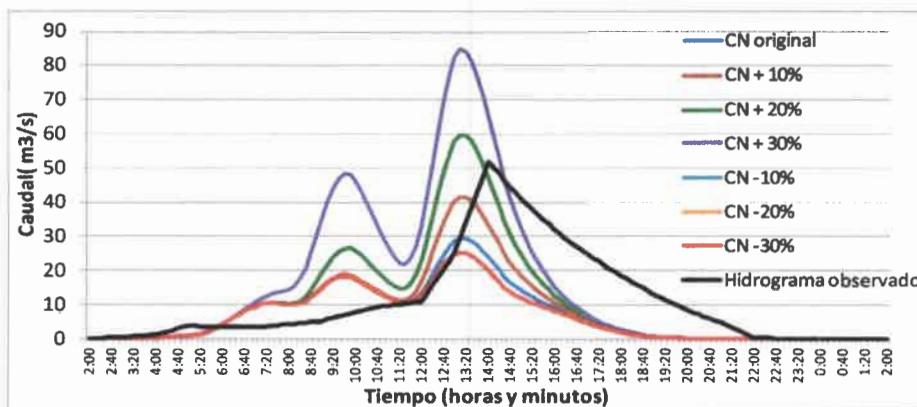


Figura III.6.49. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 21/02/14 a partir de variaciones en el parámetro CN. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

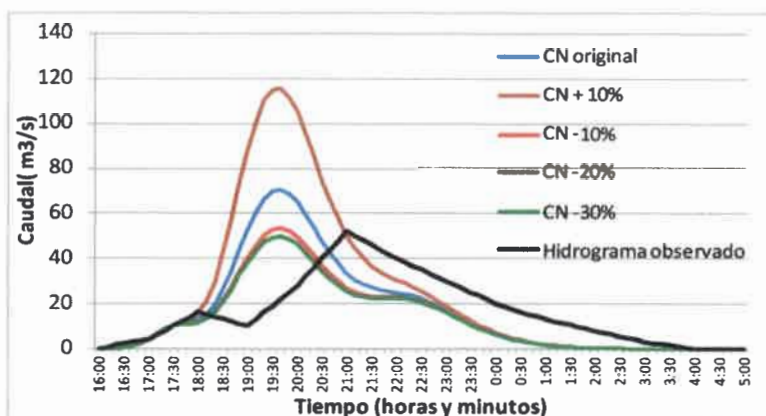


Figura III.6.50. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 20/02/14 a partir de variaciones en el parámetro CN. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

Por otra parte, el análisis del parámetro *Lag Time* consistió en observar los resultados en el hidrograma simulado a partir de incrementos del 20, 40 y 60 % en valor inicial adoptado para la subcuenca La Tapa Media en ambas tormentas. No se analizaron disminuciones en el valor de este parámetro, ya que para mejorar el desajuste entre el hidrograma observado y simulado debían incrementarse sus valores en ambos casos (Fig. III.6.51 y III.6.52).

Como es posible apreciar gráficamente, variaciones importantes en el valor del parámetro generan cambios muy poco significativos en la respuesta del modelo. En ambos casos, con un 60% de incremento del parámetro, sólo se aproximaron 20 minutos los picos de los hidrogramas observado y simulado.

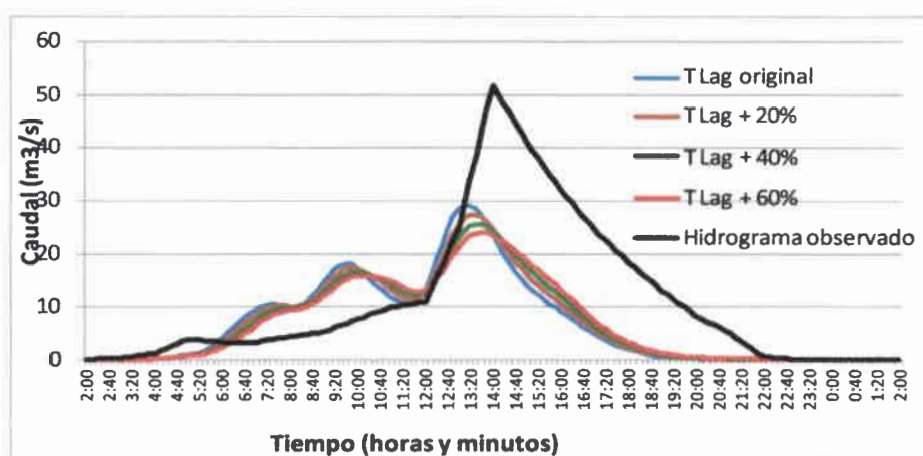


Figura III.6.51. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 21/02/14 a partir de variaciones en el parámetro *Lag Time*. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

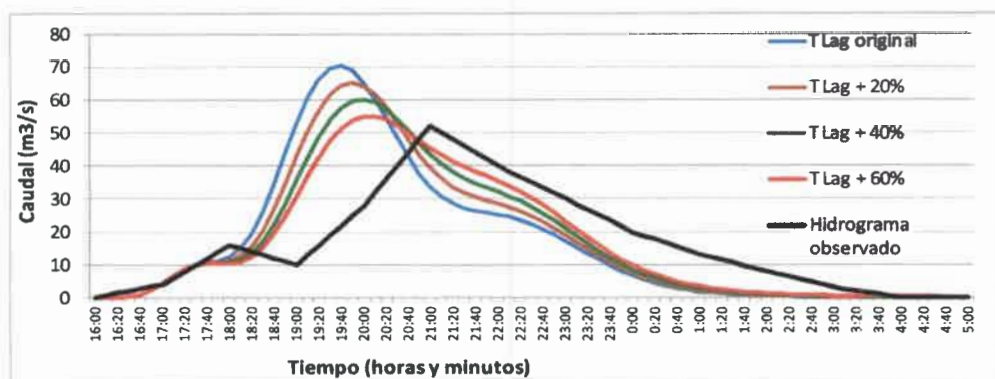


Figura III.6.52. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 20/02/12 a partir de variaciones en el parámetro *Lag Time*. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

Finalmente, en el análisis de sensibilidad para el parámetro *K* de Muskingum, también efectuado para ambas tormentas (Figs. III.6.53 y III.6.54), el mismo se modificó sólo para el tramo de río La Tapa Medio (el más importante en longitud) sumando o restando media hora. El desfase entre los hidrogramas simulado y observado no mostró cambios en ambos casos. Posteriormente, como de acuerdo al hidrograma observado se requiere incrementar el tiempo de tránsito, se sumó media hora al valor *K* para los tres tramos del río La Tapa, logrando en este caso disminuir el desfase entre los caudales pico en 30 minutos.

Se desea aclarar que en todas las ocasiones en que el valor de *K* se incrementó, el modelo dio mensajes de inestabilidad en los cálculos para todos los tramos.

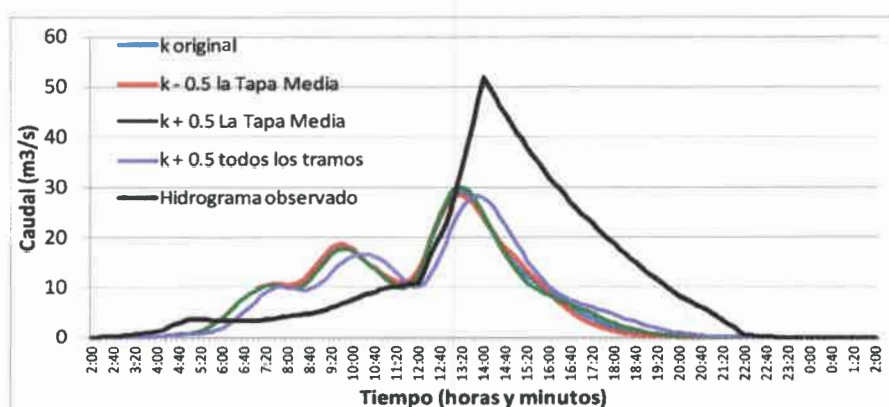


Figura III.6.53. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 21/02/14 a partir de variaciones en el parámetro *k* de Muskingum. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

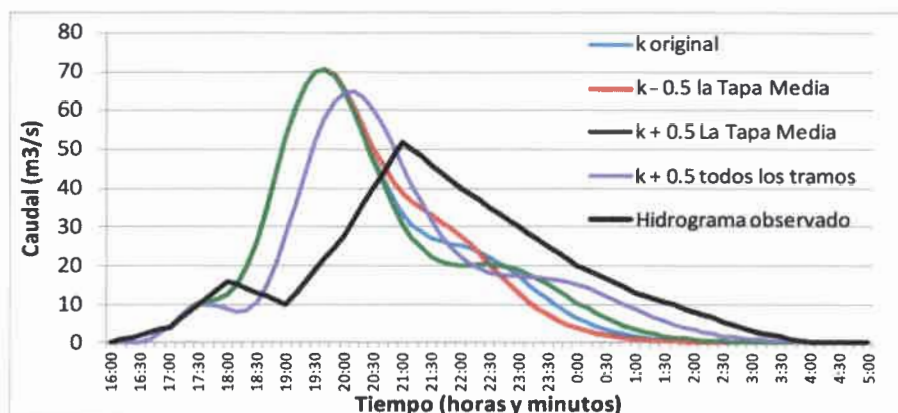


Figura III.6.54. Variación del hidrograma simulado a la salida de la cuenca del río La Tapa para la tormenta del 20/02/12 a partir de variaciones en el parámetro k de Muskingum. Se muestra además el hidrograma observado en esta sección.

III.6.7 - VALIDACIÓN DEL MODELO

Al realizar la validación de una calibración, con otra tormenta, se debe tener presente que ambas tormentas tengan las mismas condiciones de humedad antecedente, caso contrario el modelo tendrá un comportamiento diverso, ya que las condiciones iniciales del suelo no serán las mismas. La solidez de una calibración está ligada a su validación con eventos no utilizados para calibrar (Fattorelli y Fernandez, 2011).

En este caso se seleccionaron dos tormentas registradas en la estación La Cumbre: la del 06/03/12, con 46,4 mm y condición de humedad antecedente II (para validar la calibración del 21/02/14), y la del 26/11/13, con 21,8 mm y condición de humedad antecedente III (para validar la calibración del 20/02/12).

III.6.7.1 - Validación con evento del 06/03/12

La comparación del hidrograma observado y simulado a la salida de la subcuenca del río La Tapa (Junction-8) para esta tormenta, se puede apreciar en la Figura III.6.55. El desfase entre los caudales pico fue de 40 minutos (a las 5:00 hs en el hidrograma observado y a las 5:40 en el simulado), y la diferencia en los volúmenes fue de casi un 20 % ($110,33 \text{ m}^3/\text{s}$ vs. $132,12 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente).

Específicamente en el río Las Cañitas, tres días después de esta crecida fueron relevadas marcas en el campo y estimado un caudal en la sección donde está actualmente instalado el limnómetro. El valor obtenido fue de $155,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (ver Tabla

III.5.2). Para el tramo de río Las Cañitas, HEC-HMS calculó un caudal de ingreso de 169,5 m³/s, el día 06/03/12 a las 5:50 hs., y un caudal de salida del tramo (atenuado) de 158,6 m³/s, a las 8:30 hs. (Fig. III.6.56), es decir, en el orden de los datos relevados en campo.

En el caso del río Las Tapias, se cuenta para este evento con tres datos de caudal, cada 7 hs., y otros cada 24 hs. El pico de crecida ocurrió antes de que se registrase la lluvia en la estación La Cumbre (a las 16 hs, el 05/03/12), y desde allí el caudal fue disminuyendo progresivamente. Puede considerarse entonces, que al momento de ingreso al río Las Cañitas (a las 5:50 hs del 06/03/12), el río Las Tapias aportaba un caudal menor, siendo el dato más próximo a las 0:00 hs del 06/03/12, con un valor de de 69,5 m³/s. Así, casi 6 horas más tarde, la suma de los hidrogramas de los ríos La Tapa y Las Tapias, podría estar en el orden de los 160-180 m³/s.

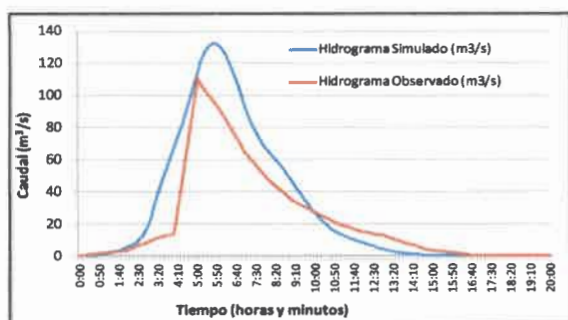


Figura III.6.55. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8) para la tormenta del 06/03/12.

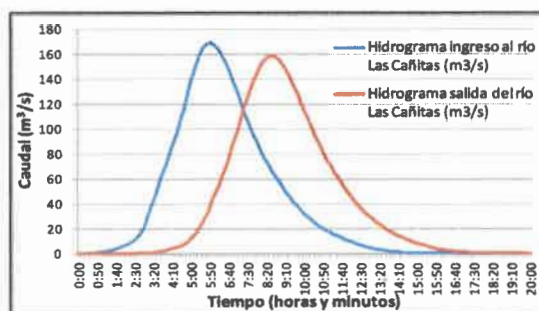


Figura III.6.56. Hidrogramas simulados de ingreso y salida del tramo del río Las Cañitas para la tormenta del 06/03/12.

III.6.7.2 - Validación con evento del 26/11/13

En este caso la Figura III.6.57 muestra los hidrogramas observado y simulado en la salida de la subcuenca del río La Tapa (elemento Junction-8) para el evento de precipitación del 26/11/13. El desfase entre ambos picos fue de media hora (4:00 hs en el observado y 4:30 hs en el simulado), mientras que la diferencia en la magnitud de los caudales pico fue de 23,7 % (50,6 contra 38,6 m³/s, respectivamente).

Para esta tormenta, el limnógrafo en el río Las Tapias no registró aumento en el nivel del agua.

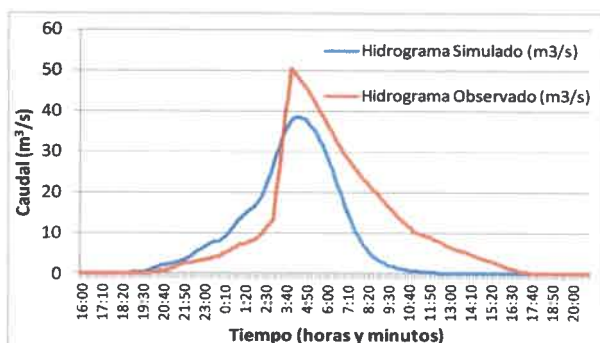


Figura III.6.57. Hidrogramas simulado y observado a la salida de la cuenca del río La Tapa (Junction-8) para la tormenta del 26/11/13.

III.6.7.3 – Validación para el río Las Cañitas con otro evento de tormenta

En el intento de validar el modelo en el río Las Cañitas, un evento de interés fue la crecida asociada a la precipitación del 13 y 14 de febrero de 2014, donde se registró en la estación La Cumbre un total de 176,2 mm, con condición de humedad antecedente II. Por lo tanto se utilizó esta tormenta para validar el modelo calibrado presentado anteriormente a partir de estas condiciones. Puede apreciarse en la Figura III.6.58 que fue una tormenta de baja intensidad (a intervalos de 15 minutos, en general no se superan los 4 mm), pero con una duración de 45 hs. Aunque no se dispone del hidrograma observado en el río La Tapa debido a cortes en su registro ajenos al desarrollo de esta Tesis, ni tampoco con datos del limnómetro en el río Las Cañitas debido a las razones ya explicadas para esta fecha, se cuenta con datos medidos en la bajante de esta crecida el 14/02/14 (180 m³/s) y del caudal pico estimado a partir de marcas de crecida (313,5 m³/s), sobre el río Las Cañitas (ver Tabla III.5.2). Se cuenta además, con algunos datos de la subcuenca del río Las Tapias, entre ellos, la precipitación en el puesto Vílchez (127 mm, el 13/02/14), caudales estimados para este evento a partir de marcas de crecida en el río Las Tapias (118,5 – 141,7 m³/s, Tabla III.5.2) y datos de la SSRH, de altura-caudal en la estación 11 (Tabla III.6.18). Como puede observarse, el pico de crecida en el río Las Tapias ocurrió el día 13/02/14, por lo tanto el caudal estimado en el río Las Cañitas correspondería en su mayor parte a la crecida asociada al río La Tapa, de la precipitación del 14/02/14 en estación La Cumbre.

El modelo HEC-HMS, asumiendo que la precipitación de la estación La Cumbre fue la misma para toda la cuenca, arrojó para el ingreso al río Las Cañitas un caudal

pico de 459 m³/s a las 7:30 hs, y un caudal pico a la salida del tramo de 448,5 m³/s a las 10:10 hs del 14/02 (Fig. III.6.59). Por lo tanto, a pesar que ocurrieron desfasados en el tiempo, la sumatoria de los caudales pico de los ríos La Tapa (313,5 m³/s) y Las Tapias (134,8 m³/s) estaría en el orden del caudal pico calculado por el modelo.

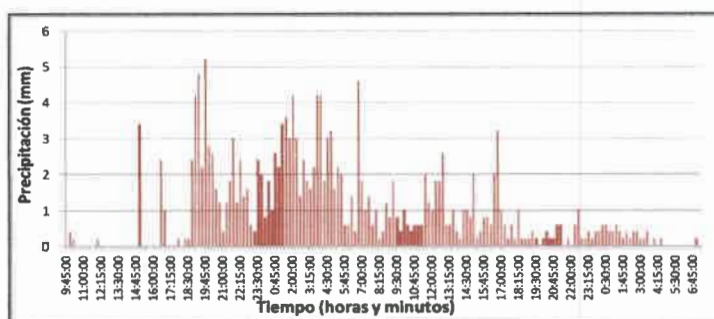


Figura III.6.58. Hietograma registrado en la estación La Cumbre, tormenta del 13 y 14/02/14.

Tabla III.6.18. Datos de nivel de agua y caudal asociado para la estación Las Tapias (SSRH).

Fecha	Hora	h (m)	Q (m ³ /s)
13/02/2014	0:00	0.17	0.2
13/02/2014	8:00	1.63	134.8
13/02/2014	15:00	1.15	48.6
13/02/2014	23:00	0.6	7.2
14/02/2014	12:00	0.75	13.9
15/02/2014	12:00	0.66	9.6
16/02/2014	12:00	0.53	5.0
17/02/2014	12:00	0.5	4.3

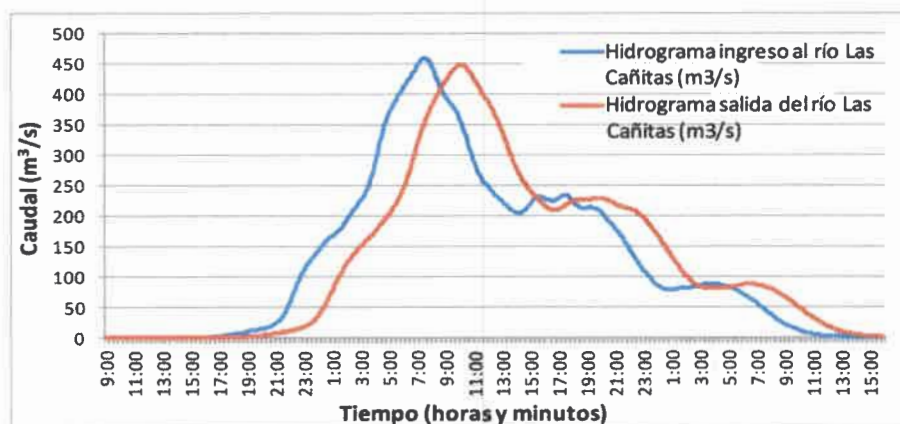


Figura III.6.59. Hidrogramas simulados de ingreso y salida del tramo del río Las Cañitas para la tormenta del 13 y 14/02/14.

III.6.8 – CONSIDERACIONES FINALES

Con relación a los datos de entrada, se considera que en general la modelación para la subcuenca del río La Tapa ha mostrado resultados aceptables, ya que la instrumentación con que se cuenta (estación automática con datos de precipitación tomados a intervalos de 15 minutos y limnógrafo localizado en la salida de la cuenca, con datos cada 1 hora), hacen más confiable los resultados respecto a otras situaciones.

Sin embargo, se desea destacar que en esta modelación, al no disponer de otro dato de distribución temporal de las precipitaciones, se ha asumido como hipótesis que la distribución de la lluvia ocurrió de manera uniforme en toda la cuenca. Por lo tanto era esperable obtener diferencias entre los hidrogramas observados y simulados en este sentido, las cuales se han reflejado en los desfases en el tiempo.

Por otra parte, el criterio para la calibración de parámetros fue, en general, realizarlas inicialmente considerando sólo los parámetros de las subcuencas de mayor área (La Tapa Media y Alto Lindo), ya que mostraron los cambios más significativos asociados a su mayor heterogeneidad y/o valores ponderados.

A partir del análisis de sensibilidad de parámetros pudo observarse que el CN es un parámetro muy sensible en el modelo, generándose importantes efectos en los caudales simulados, especialmente en el volumen de los hidrogramas y en el valor del caudal pico. En referencia al tiempo de tránsito k , era esperable que la disminución o el aumento del valor de dicho parámetro generara una anticipación o un retardo, respectivamente, en el hidrograma de salida y, por lo tanto, en el tiempo del caudal pico, lo cual en este caso ocurrió al modificar el parámetro en los tres tramos del río La Tapa a la vez, pero el modelo se tornó inestable siempre que se incrementó el valor de K . De todos modos se considera un parámetro poco sensible. Finalmente, el *Lag Time* mostró muy baja sensibilidad en el modelo, ya que los resultados tuvieron variaciones inapreciables.

En relación a la validación, cabe recordar que durante el proceso de la validación el ajuste obtenido entre escurrimientos observados y simulados es generalmente menos satisfactorio que en la calibración, pero más representativo de la exactitud de las predicciones que se hagan con el modelo. Para el río La Tapa, las diferencias de aproximadamente $\pm 20\%$ en el volumen de los caudales pico, y de alrededor de 30 minutos en los desfases se asumen como satisfactorias para esta modelación.

A partir de los resultados obtenidos en la validación, no se volvieron a modificar las calibraciones en cuanto a los volúmenes escurridos, ya que los resultados de las mismas fueron bastante aceptables en este sentido. Se desea aclarar aquí, que la variación en los CN durante las calibraciones se realizó de tal modo que no se salieran del rango que les corresponde según las características del uso de suelo y cobertura vegetal, así como también de las condiciones de humedad antecedente.

Con respecto a los desfases entre hidrogramas, los mismos pueden provenir de la falta de información espacial de cómo ocurrió la precipitación. También entran en

juego aquí cómo se determinaron los parámetros geomorfológicos de cada subcuenca, que tienen incidencia directa en el tiempo de respuesta de las mismas (Tiempo de Concentración y *Lag Time*), y que son el desnivel desde el punto más alejado de cada subcuenca al punto de salida, y la longitud de escurrimiento desde el punto más alejado a la misma sección de salida. Su determinación puede hacerse utilizando valores medios, como en este caso, o discretizando en forma lo más precisa posible mediante un SIG.

Particularmente para la subcuenca La Tapa Media, los *Lag Time* calibrados en ambas tormentas adquirieron valores finales comprendidos entre aquellos calculados por las fórmulas del *California Culvert Practice* y los del *U.S. Corps of Engineers*.

Teniendo en cuenta que los CN pueden tener una leve variación entre una precipitación y otra, aún dentro de las mismas condiciones de humedad antecedente, y que se trata de validar parámetros establecidos en las calibraciones para otros eventos de tormenta cuya distribución en el espacio es incierta, se considera que los resultados obtenidos, especialmente en la subcuenca del río La Tapa, han sido satisfactorios.

Por otra parte, los caudales medidos en distintas oportunidades se aproximan significativamente a los estimados por el modelo.

III.7 - GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

Este capítulo tiene como objetivo profundizar en el conocimiento del funcionamiento del sistema fluvial estudiado, analizando aspectos morfológicos, sedimentológicos y morfodinámicos, y sus variaciones espacio-temporales, en función de las principales variables (geológicas, topográficas, climáticas, biológicas) que regulan su comportamiento.

Inicialmente se presenta un marco teórico sobre la producción de sedimentos, y se aplica la metodología de Gavrilovic para estimarla en la cuenca de estudio, analizando en particular cómo es la producción en los distintos ambientes geológico-geomorfológicos de la cuenca.

Posteriormente se avanza en el análisis morfológico del canal, lo que incluye una caracterización del diseño en planta, perfiles longitudinales y secciones transversales del colector y de los principales tributarios.

Seguidamente se analiza la carga que transportan los diferentes afluentes en la cuenca, tanto como carga de fondo, como así también la que se moviliza en suspensión.

Finalmente se efectúa el análisis morfodinámico, indicando los mecanismos de erosión, transporte y sedimentación, y su distribución espacio-temporal en la cuenca.

A lo largo de este apartado se presentan además una serie de mapas temáticos derivados de un modelo de elevación digital del terreno, que permiten evaluar también los procesos citados anteriormente en las distintas partes de la cuenca.

III.7.1 - PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS

La producción de sedimentos sintetiza la compleja interrelación entre los aspectos geológico-geomorfológicos, climáticos, bióticos y de uso del territorio de una cuenca y a su vez es una de las variables principales que definen la morfodinámica de los cursos colectores. Su conocimiento adquiere alto valor, en tanto permite efectuar diagnósticos y pronósticos del funcionamiento de sistemas fluviales, tanto en condiciones naturales como intervenidas, sin embargo su cuantificación es compleja.

Para definir/decidir propuestas de manejo de cuencas fluviales, ya sean de ordenamiento territorial o intervenciones directas en los cursos, como proyectar

distintas obras hidráulicas, resulta imprescindible conocer no sólo el volumen sino el comportamiento del material sólido generado en una cuenca, que es transportado luego por el sistema fluvial.

La cantidad de sedimentos entregados por una cuenca hidrológica en la unidad de tiempo define lo que se llama **producción de sedimentos**. No todo el material remobilizado por procesos erosivos en una cuenca alcanza la red de drenaje, por lo que el que se transporta hacia los colectores principales es el que se considera aquí como producción de sedimentos.

Particularmente, la *producción de sedimentos* en cuencas montañosas o con pendientes pronunciadas se puede asociar fundamentalmente a dos fuentes, una relacionada a la *erosión superficial* generalizada del sustrato, y otra a los *procesos de remoción en masa* en sitios puntuales.

En el primer caso, los sedimentos producidos se asocian al fenómeno de destrucción del suelo por el impacto directo de las gotas de lluvia y al transporte por escurrimiento superficial (de tipo mantiforme o en encauzamientos iniciales). Se trata de un proceso que presenta una cierta continuidad temporal asociada a eventos hidrológicos ordinarios característicos de la cuenca, como es el régimen de lluvias. En cambio, los sedimentos producidos por remoción en masa, tales como deslizamientos de laderas, colapso de márgenes, flujos de barro, flujos de detritos, etc., están influenciados por distintos factores detonantes, vinculados a eventos hidrológicos extremos u otros factores (sismos por ejemplo) y por lo tanto, no presentan la continuidad temporal que muestran los primeros.

La cantidad de sedimentos generados en una determinada cuenca hídrica y, consecuentemente, el grado de erosión de la misma puede ser evaluada en forma indirecta a través de relevamientos topo-batimétricos de los vasos de lagos y embalses o mediante la utilización de mediciones sistemáticas de caudales sólidos en los cursos de agua. Debe tenerse en cuenta que no todo el material generado es transportado por los cursos de agua, ya que parte queda almacenado en la cuenca, es decir que el *volumen transportado es menor que el volumen de sedimento producido*.

Es un problema común de muchas cuencas la inexistencia de estaciones de aforos sólidos, de caracterizaciones granulométricas del material transportado en suspensión y por arrastre de fondo, y de datos de sedimentación en espejos de agua. Resulta necesario entonces utilizar técnicas de predicción para determinar órdenes de magnitud de la producción de sedimentos.

En general, las formulaciones existentes para predecir el volumen de sedimentos analizan la interacción de factores tales como el *clima*, la *litología*, *cobertura vegetal*, *uso del suelo* y la *topografía*.

La vegetación actúa como cubierta protectora, estableciéndose como un buffer entre el suelo y la atmósfera. Los componentes aéreos (ramas y hojas) de algunas especies arbóreas son más efectivos en cuanto a la absorción de la energía cinética contenida en las gotas de agua, así como la disminución del escurrimiento superficial y la velocidad del viento. Especies frondosas, de ramas horizontales y copas relativamente bajas, son consideradas las más efectivas contra la erosión de impacto de gota de lluvia (Morgan, 2005).

La topografía es una variable muy importante al momento de predecir la erosión y sedimentación en un sitio dado. Factores como inclinación y largo de la pendiente determinan la cantidad y velocidad del escurrimiento superficial que se generarán producto de una tormenta dada. La distancia horizontal en la que es transportada una partícula, está en directa relación con la inclinación de la pendiente. Por otro lado, la longitud de la pendiente influye en la profundidad y, por ende, el poder erosivo del flujo superficial que se genere, siendo estas variables mayores en las secciones más bajas de la ladera, debido a una mayor área de contribución (García-Chevesich, 2010).

La erosibilidad de un suelo está en función de variables como textura, contenido de materia orgánica, estructura y permeabilidad (Morgan, 2005), mientras que cuando se trata de un sustrato rocoso expuesto juegan un rol importante la estructura interna de la roca, su grado de diagénesis, alteración, fracturamiento, entre otros. Si bien las partículas más finas son más livianas, éstas poseen una mayor superficie de contacto entre ellas y, por lo tanto, una mayor cohesividad, lo que las hace más resistentes a la erosión. Por otro lado, las partículas más gruesas son más pesadas, lo que también aumenta su resistencia a la erosión. Sin embargo, las partículas medianas (0,1 a 1 mm) no poseen cohesividad ni peso relevantes, por lo que son éstas las más erosionables. Por esta razón, se dice que la variable decisiva, en términos de la erosión con respecto a la textura del suelo, es el *porcentaje de limo*.

El uso de la tierra es un factor muy importante dentro del conjunto de los factores que afectan la erosión. Actividades forestales como la tala rasa, raleos y construcción de caminos, entre otras, representan una enorme alteración en el ciclo hidrológico, lo que se traduce en una disminución de la intercepción de copa y la capacidad de infiltración de los suelos, debido al uso de maquinaria pesada. Dichos

disturbios generan gran cantidad de erosión y sedimentación. Actividades del rubro agropecuario también provocan un daño permanente a los suelos, lo que se traduce en erosión y sedimentación. El sobrepastoreo no sólo disminuye la cubierta vegetal protectora de los suelos, sino que también compacta el suelo, produciendo más escurrimiento superficial y dando paso a distintos procesos erosivos. Los incendios forestales y algunas quemadas controladas alteran fuertemente el ciclo hidrológico de las cuencas, disminuyendo la intercepción, exponiendo el suelo y creando muchas veces una capa hidrofóbica, la cual elimina la infiltración e incrementa el escurrimiento superficial, causando cuantiosos daños en los sectores más bajos (García-Chevesich, 2010).

III.7.1.1 - Cuantificación de la producción de sedimentos - Antecedentes

Existe un gran número de metodologías para estimar la pérdida de suelo/sustrato por erosión hídrica y la producción de sedimentos asociada a ésta, variando considerablemente en sus objetivos, escalas espacio-temporales y en los conceptos en los que se basan. Los primeros cálculos fueron de naturaleza cualitativa, ilustrando que algunas prácticas de cultivo diferían en cuanto a su capacidad para controlar la erosión de suelos. Posteriormente se desarrollaron ecuaciones de naturaleza estadística, para describir la pérdida de suelos mediante una variable independiente única. Se formularon ecuaciones paramétricas de factores múltiples a medida que había más datos disponibles y los investigadores eran más capaces de describir los factores contribuyentes en la producción de sedimento. Estos análisis culminaron en la denominada Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE). Más recientemente los modelos de estimación de producción de sedimentos incluyeron los procesos más importantes de erosión de suelos y movimiento de agua tales como el desprendimiento y transporte de partículas causado por la lluvia y el escurrimiento (modelos de naturaleza física). Entre ellos pueden citarse el WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) (Flanagan y Nearing, 1995; Laflen *et al.*, 1997), EUROSEM (*European Soil Erosion Model*) (Morgan *et al.*, 1998), RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) (Wischmeier y Smith 1978) o versiones adaptadas de la USLE (Brath 2002, Kinell 2000, Young 1989). Estos modelos aún siguen presentando serias limitaciones, debido a la complejidad del proceso (interacción entre componentes), a la

heterogeneidad espacial y a la carencia de datos de campo necesarios, o bien, a la importante cantidad de datos requeridos por los mismos (Jakerman, 1999).

Muchos estudios han confirmado la relación inversa entre la producción de sedimentos y el área de la cuenca (Dendy y Bolton 1976, Milliman y Meade 1983, Milliman y Syvitski 1992, Lane *et al.* 1997, entre otros), aunque muchos de estos autores han argumentado que las condiciones locales tienen una gran influencia. Basado en datos de 280 ríos distribuidos en el mundo, Milliman y Syvitski (1992) demostraron una relación negativa particular entre producción de sedimento y área de la cuenca para ríos de montaña. Para ríos de llanura, la relación fue marcadamente distinta, lo que fundamentó la idea que la topografía tiene una influencia significativa en el flujo de sedimentos de una cuenca. Este hecho permite sugerir entonces que un método de regresión que calcule la producción de sedimentos en función sólo del área drenada, debe ser considerado más una metodología cualitativa que cuantitativa, dado que los valores más precisos de producción de sedimento variarán según las condiciones locales que caractericen a una cuenca en particular.

Los modelos semi-cuantitativos, válidos para cuencas pequeñas a medianas (~30-20000 km²), requieren relativamente poca disponibilidad de datos y tiempo de modelación. La poca cantidad de datos de entrada requeridos por estos modelos sumado al hecho que prácticamente todos los procesos de erosión significativos son considerados, hace a estos métodos especialmente prácticos y válidos para la estimación de la producción de sedimento para un periodo de tiempo dado y en un punto de control (salida o cierre) de la cuenca. Entre ellos pueden citarse a PSIAC, Gavrilovic y WSM.

En el área ingenieril, la aplicación de modelos paramétricos como el de Gavrilovic o Miraki a nivel agregado, permiten arribar a una cuantificación razonablemente aceptable del fenómeno en cuestión para un sitio de interés determinado (Olmos *et al.*, 2008).

A pesar de la gran cantidad de metodologías existentes, la valoración cuantitativa precisa de la producción de sedimentos es imposible de asegurar debido a la complejidad del proceso erosivo, a la cantidad de factores que influyen en el mismo y la escala de los fenómenos actuantes, debiendo tenerse en cuenta cuestiones tan locales como ser el grado de cohesión de las partículas del terreno, hasta parámetros regionales como la temperatura o las precipitaciones en la cuenca. Sin embargo, a pesar de las dificultades, pueden ajustarse ciertas metodologías con una precisión aceptable, que permita cumplir los objetivos perseguidos (UNESCO, 2010).

La metodología de Gavrilovic (1972, 1988) ha sido empleada con éxito en numerosas cuencas de montaña, y ha podido ser validada a partir del contraste de los resultados con mediciones de caudales sólidos en suspensión y comparación de batimetrías en embalses. Originalmente, este método fue desarrollado para ser aplicado en cuencas de montaña en el S y SE de Yugoslavia, aunque luego fue utilizado en Suiza, Italia (Bazzoffi, 1985), Croacia (Globevnik et al., 2003), Grecia (Emmanouloudis et al., 2003), entre otros. En Argentina se ha utilizado satisfactoriamente en cuencas del Noroeste (Brea et al., 1999, COBINABE 2010, Brea y Spalletti, 2010) y en la Patagonia (Spalletti y Brea, 2006).

Diversos trabajos han utilizado esta metodología en combinación con técnicas de SIG demostrando un gran potencial para estimación de la erosión de suelos en las cuencas (Globevnik et al., 2003, Amini et al., 2010, Olmos et al., 2008).

El método de Gavrilovic considera el volumen de sedimentos "G" (en m³/año) producido por erosión y transportado a la sección de cierre de una cuenca, como el producto de la producción media anual de sedimento por erosión superficial "W" y el coeficiente de retención de sedimentos "R".

La expresión para determinar el volumen promedio anual erosionado de sedimento es:

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F \text{ (m}^3\text{/año)} \quad [1]$$

Donde:

T = coeficiente de temperatura, que se obtiene de:

$$T = [(t/10) + 0.1]^{1/2} \quad [2]$$

t = temperatura promedio anual (°C).

h = precipitación media anual (mm/año).

F = superficie de la cuenca (km²).

Z = coeficiente de erosión, cuya expresión es:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\phi + I)^{1/2} \quad [3]$$

Los valores de los coeficientes X (entre 0,1 y 1), Y (entre 0,2 y 2) y ϕ (entre 0,1 y 1) son propuestos por el autor de la metodología y representan respectivamente, el grado de protección del suelo dado por la vegetación y la intervención antrópica, el grado de resistencia a la erosión del suelo considerando sus características geológicas y el estado de inestabilidad erosiva de la cuenca. I es el gradiente de la pendiente superficial (en %). La Tabla III.7.1 muestra los valores que adoptan estos coeficientes.

Por su parte, el coeficiente R indica la relación entre el volumen de sedimento que efectivamente pasa por la sección de cierre de la cuenca y el volumen total de

material producido por erosión superficial. La ecuación para su cálculo según Zemljic (1971) es la siguiente:

$$R = [O.D^{1/2} \cdot (L+Li)] / (L+10) \cdot F \quad [4]$$

Donde:

O = perímetro de la cuenca (km).

D = diferencia de nivel media en la cuenca (km).

D = Dm - Dc

Dm = cota media de la cuenca

Dc = cota mínima de la cuenca

Li = longitud total de los afluentes fluviales laterales (km).

L = longitud de la cuenca por el talweg del cauce principal (km).

F = superficie de la cuenca (km²).

Tabla III.7.1. Factores descriptivos utilizados en el modelo de Gavrilovic (Beyer, 1998, en Almarox Alonso *et al.*, 2010).

Cobertura y uso del suelo	X
Bosques	0.05-0.20
Bosque de coníferas con pequeña cobertura	0.20-0.40
Bosque dañado. Pastos	0.40-0.60
Pastos dañados y cultivos	0.60-0.80
Suelo desnudo	0.80-1.00
Resistencia del suelo a la erosión	Y
Material duro, resistente a la erosión	0.2-0.6
Material con resistencia moderada a la erosión	0.6-1.0
Esquistos, Material débil.	1.0-1.3
Sedimentos, morrenas, materiales con poca resistencia	1.3-1.8
Sedimentos finos y suelos sin resistencia a la erosión	1.8-2.0
Tipo de proceso erosivo y estado	q
Sin erosión o pocos signos de erosión	0.1-0.2
Erosión laminar y regueros en un 20-50% de la cuenca	0.3-0.5
Erosión en ríos, cárcavas, depósitos aluviales. Erosión kárstica.	0.6-0.7
50-80% de la cuenca afectada por erosión superficial y deslizamientos	0.8-0.9
Toda la cuenca afectada por erosión	1

En la metodología original, los valores de los coeficientes y de las variables actuantes han sido desarrollados y probados en base a estudios sobre cuencas, y consideran las variables con sus valores medios en el interior de las mismas.

En los estudios más comunes a realizar en la zona andina, por ejemplo, las cuencas abarcan cientos o miles de km², por lo que los valores medios de los parámetros no son representativos. Para lograr una mejor distribución espacial en el interior de la zona de estudio de las variables intervinientes en el cálculo, cuyos

valores se refieren a características físicas locales, Brea *et al.* (1999) modificaron la metodología anterior tomando como unidad de trabajo un diferencial de área. Mediante esta nueva técnica de manejo de la información, se han obtenido resultados muy satisfactorios en cuencas andinas de Argentina y Bolivia.

La ecuación podría reescribirse entonces como:

$$W_c = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F_c \text{ (m}^3\text{/año)}$$

donde el subíndice "c", indica que los valores de los parámetros, se refieren a las celdas en que se dividió la zona de estudio. El término W_c/F_c es la tasa anual promedio de producción de sedimento por erosión superficial ($\text{m}^3\text{/año/km}^2$), por lo que el mapa de su distribución es un claro indicador de las zonas más susceptibles.

III.7.1.2 – Estimación de la producción de sedimentos en el área de estudio

Para estimar la producción de sedimentos en la cuenca Las Cañitas se aplicó el método de Gavrilovic (1972), trabajando la información en ambiente de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Como el cálculo se realiza a nivel de celda o píxel, inicialmente debe obtenerse la distribución espacial de los distintos parámetros. Fue necesario contar con imágenes ráster de cada una de las variables que intervienen en la fórmula de cálculo.

En general, el **parámetro X** se adopta en función de mapas de cobertura vegetal del área de estudio. La combinación de una serie determinada de bandas de una imagen satelital mediante la utilización de un SIG, permite representar distintas propiedades del terreno. Tal como lo muestran Irigoyen *et al.* (2011) es posible clasificar la vegetación del terreno a partir de una combinación de bandas de imágenes Landsat 5 y Google Earth. En el presente trabajo, a partir de la combinación de las bandas 7, 5 y 2 de una imagen Landsat 5 (de fecha 30/12/08), y tomando como base el trabajo de Suarez (1993) e Imagen Google Earth se elaboró un mapa de vegetación mediante una clasificación supervisada llevada a cabo en ambiente de SIG, por el método de máxima verosimilitud. Las principales unidades identificadas por Suarez (1993) fueron Bosque, Estepa Arbustiva, Estepa Herbácea y Pradera, las tres primeras con variantes de acuerdo a la altitud y grado de cobertura. En este trabajo inicialmente se reconocieron en imágenes Google Earth y observaciones de campo los principales tipos de vegetación de la cuenca. Luego se identificaron en la imagen Landsat polígonos de muestra, dentro de los cuales la cobertura vegetal fuese homogénea. Esto constituyó una tabla de unidades de vegetación/usos del suelo que

el sistema utiliza para decidir qué tipo de cobertura corresponde a cada pixel. La asignación precedente se realiza de acuerdo a la similitud que existe entre la distribución de bandas de los polígonos de muestra y cada porción de la imagen. El resultado fue mejorado aplicando un doble filtrado, y luego transformándolo a formato vectorial, donde se eliminaron los polígonos de áreas demasiado pequeñas.

Finalmente, a cada clase de vegetación/uso del suelo se asignó un valor del coeficiente X y se generó el mapa ráster correspondiente.

Para definir la distribución espacial de los **parámetros Y y ϕ** se utilizó la información litológica, geomorfológica, de las características edáficas y de los procesos activos observados en la cuenca, basadas en datos de campo, trabajos antecedentes e información cartográfica disponible.

El **mapa de pendientes** (en %) fue obtenido a partir de un modelo de elevación digital de la banda X del *Shuttle Radar Topographic Mission* (con 25 m de resolución), disponible gratuitamente en EOWEB-NG (2013).

Por otra parte, se elaboraron los mapas en formato ráster de las variables **Temperatura Media Anual (TMA)** y **Precipitación Media Anual (PMA)** en función de la cota, mediante una función de regresión. Para el sector serrano de la cuenca se emplearon los registros disponibles hasta junio de 2013 de la nueva estación La Cumbre (TMA=11,94 °C, PMA=760,75 mm). Para el sector pedemontano se utilizaron los datos de la serie Las Tapias-Los Chañares 1939-2012 (PMA=910.88 mm), mientras que la TMA utilizada se obtuvo en función del análisis de datos de estaciones meteorológicas localizadas en Achiras, Rodeo Viejo, El Chacay y Las Guindas (14 °C).

Con la información de precipitación, temperatura, pendiente, y coeficientes X , Y y ϕ en formato ráster, se operó entre capas, calculándose el valor " W_c " para cada celda.

Por otra parte, desde el modelo de elevación digital del terreno y empleando herramientas de SIG (relleno de vacíos del DEM, Dirección del flujo, Acumulación del flujo, Vectorización), se obtuvo la red de drenaje y un total de 47 subcuencas, en general de orden 3. A partir de ello se calcularon las áreas y perímetros de las subcuencas y la longitud de los cursos principales y tributarios, todos datos requeridos para el cálculo del coeficiente " R " en el método de Gavrilovic.

Se calculó el valor de W para las distintas subcuencas, y finalmente se obtuvo el volumen de sedimento G ($m^3/año$) para cada una de ellas y por sumatoria, para la cuenca completa.

III.7.1.3 – Resultados

III.7.1.3.1- Coeficientes X , Y , φ , I , R

La Figura III.7.1 presenta la imagen Landsat 5 con la combinación de bandas empleada para clasificar la cobertura vegetal y usos del suelo, y la Figura III.7.2 muestra el mapa con las 9 unidades de vegetación/uso del suelo definidas para la cuenca de estudio. Tres de estas unidades no poseen cobertura vegetal, o la tienen en un grado muy poco significativo (Afloramientos de rocas metamórficas, Afloramientos de rocas graníticas y Cauces fluviales).

En la Tabla III.7.2 se presentan los coeficientes X , Y , y φ asignados para la cuenca en estudio, y su distribución espacial se muestra en las Figuras III.7.3 a III.7.5, respectivamente.

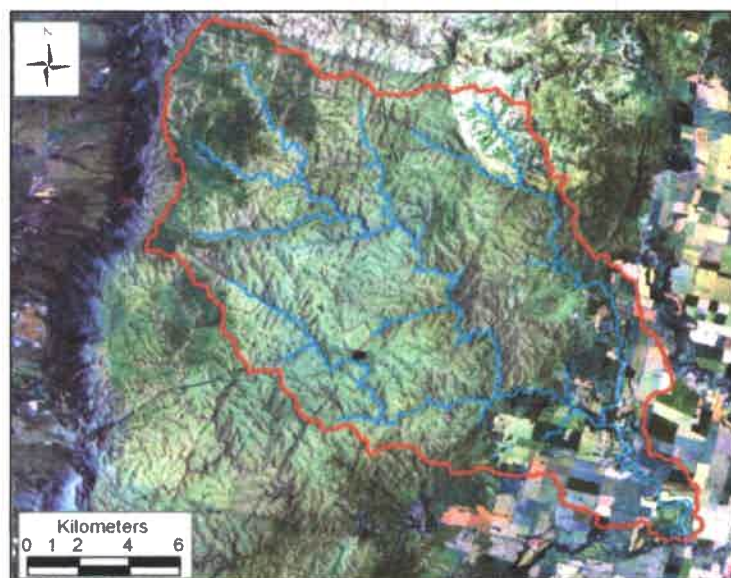


Figura III.7.1. Imagen Landsat 5, con combinación de bandas 7-5-2. En rojo se muestra el límite de la cuenca Las Cañitas y en azul la red de drenaje principal.

Para el caso del **coeficiente X** (Fig. III.7.3), se asignaron los menores valores a las unidades Bosque (que es de tipo alto y abierto en este caso, con vegetación arbustiva y herbácea en la base), Pradera (pastizales con más de 70% de cobertura), Mallines (cobertura del 90% de herbáceas, dominando pastizales), y Estepa Arbustiva (cobertura herbácea con monte bajo). Valores intermedios se asignaron a la unidad Estepa Herbácea, que posee un 60-70 % de cobertura herbácea y 30-40 % de afloramientos rocosos, y a las Áreas Cultivadas, donde la cobertura dada por los cultivos genera menos protección que en los casos anteriores. Los valores mayores se indicaron para los sectores donde dominan los afloramientos rocosos (60% o más) y

para los cauces fluviales, siendo en ambos casos la cobertura vegetal mínima o ausente (Figs. III.7.2 y III.7.3).

Tabla III.7.2. Coeficientes X, Y y ϕ asignados a la cuenca Las Cañitas.

Coeficiente de cobertura	X
Bosque Alto Abierto	0.15
Estepa Arbustiva Abierta	0.35
Estepa Herbácea	0.45
Pradera	0.30
Mallines	0.20
Áreas cultivadas	0.60
Cauces fluviales	0.80
Afloramientos rocosos	0.80
Coeficiente de resistencia del suelo	Y
Afloramientos de rocas metamórficas	0.20
Afloramientos de rocas graníticas	0.50
Suelos en laderas suaves o abruptas en rocas metamórficas	0.80
Suelos en laderas suaves o abruptas en rocas graníticas	0.9
Suelos de áreas con Estepa Arbustiva y Bosque Alto Abierto	1
Sedimentos aluviales	0.6
Suelos de la faja fluvial río Las Cañitas	1.20
Suelos sobre sedimentos areno-limosos del ambiente extraserrano	1.4
Suelos de Praderas	1.10
Suelos saturados de Mallines	0.7
Coeficiente de estado erosivo	ϕ
Afloramientos de rocas metamórficas	0.15
Afloramientos de rocas graníticas	0.60
Laderas en rocas metamórficas	0.20
Laderas de rocas graníticas	0.40
Pradera-pampa de altura con carcavamiento	0.50
Pradera- pampa de altura con erosión mínima	0.25
Sector Estepa Arbustiva	0.25
Bosque Alto Abierto	0.20
Suelos del sector extraserrano	0.30
Sedimentos aluviales	0.6

Por otra parte, para el **coeficiente Y** (Fig. III.7.4), se asignaron los valores más altos a los suelos arenoso-limosos con bajo desarrollo edáfico del sector extraserrano, y a los desarrollados en la faja fluvial del río Las Cañitas. A los suelos de las pampas de altura, si bien son loésicos, se les otorgó un valor menor dado su mayor contenido en arcillas y materia orgánica, su fuerte estructura y mayor espesor. Valores intermedios se seleccionaron para los suelos de escaso desarrollo, sobre materiales heterogéneos, presentes en laderas de variada pendiente dentro del ambiente granítico y metamórfico. Finalmente, los más resistentes se asociaron a los suelos de los mallines (resistencia debido a la saturación), sedimentos aluviales de granulometría muy gruesa de los cauces y a los afloramientos rocosos (con una mayor resistencia en las metamorfitas, dado que la roca se encuentra con muy bajo grado de alteración).

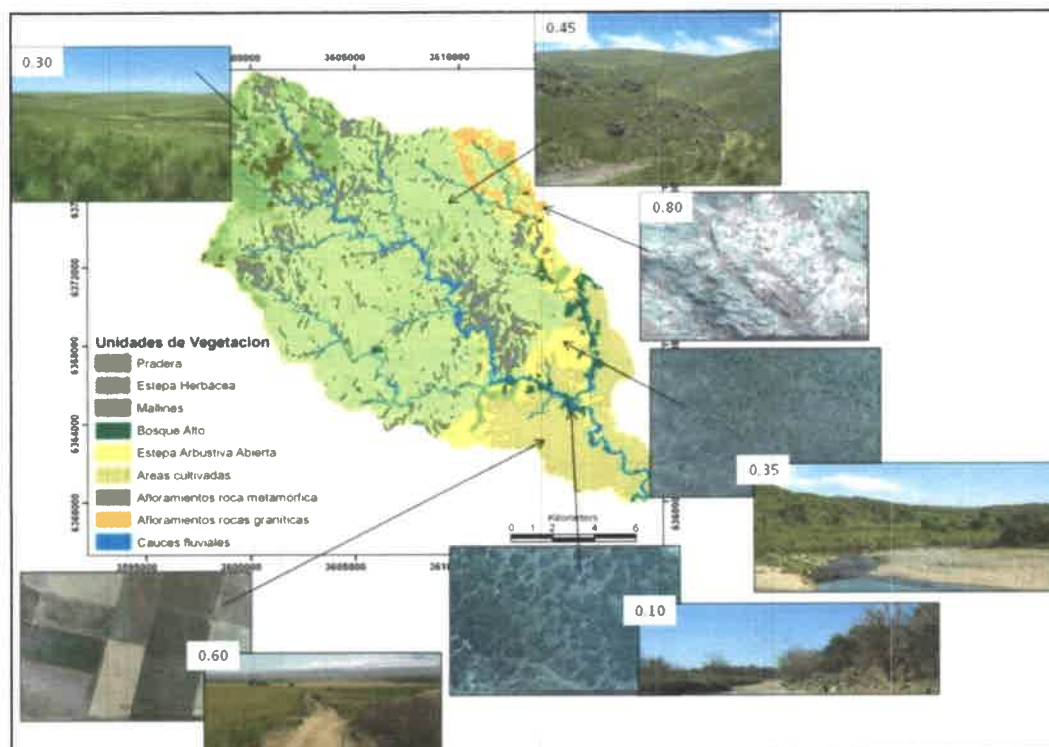


Figura III.7.2. Mapa de vegetación de la cuenca del río Las Cañitas. Se muestran imágenes Google Earth y fotografías de algunas unidades, con el coeficiente X asignado.

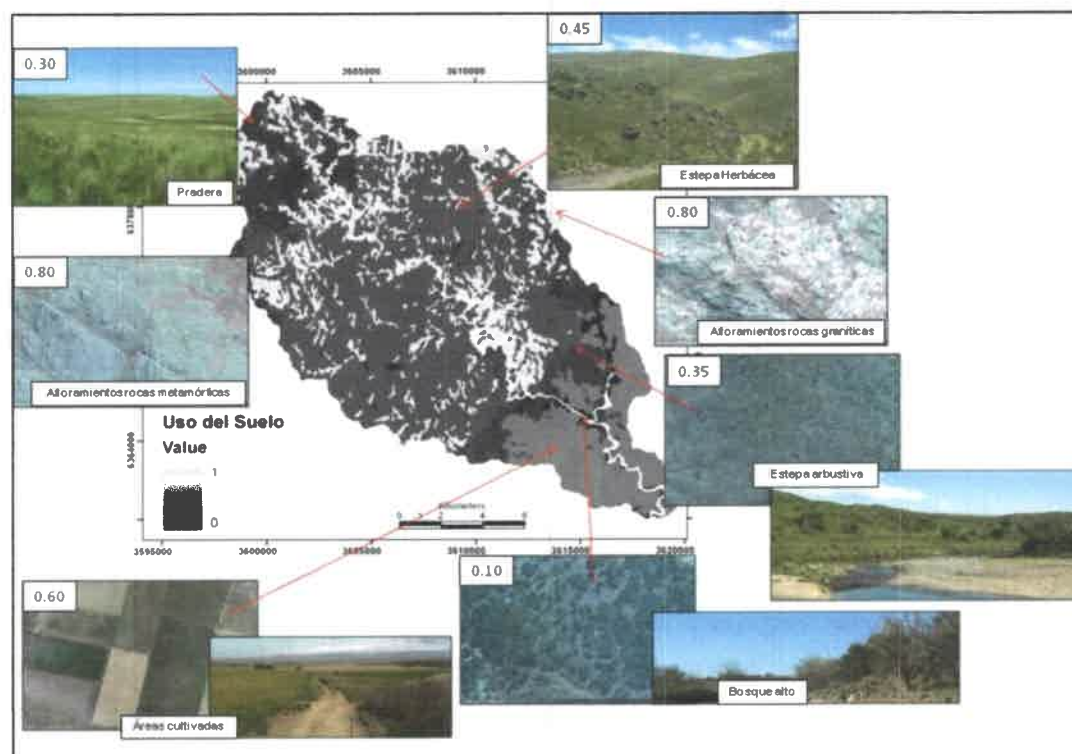


Figura III.7.3. Mapa del coeficiente X del método de Gavrilovic para la cuenca del río Las Cañitas. Valores asignados a las distintas unidades se presentan en la Figura III.7.2.

En el mapa para el **coeficiente ϕ** (Fig. III.7.5) se utilizó información de procesos activos. Las unidades con menor presencia de rasgos erosivos son las vinculadas al ambiente metamórfico, donde los afloramientos se encuentran prácticamente inalterados, y en las laderas de los valles se observa mínima erosión, asociada a pequeñas cárcavas que en general se encuentran estabilizadas. Desde las laderas de mayor pendiente llegan al canal aportes por procesos gravitatorios muy localizados. Valores bajos también fueron asignados a los sectores de Bosque y Estepa Arbustiva, asociados al sector más oriental de la sierra, donde localmente se desarrollan cárcavas en los ejes y laderas de los valles con relleno sedimentario.

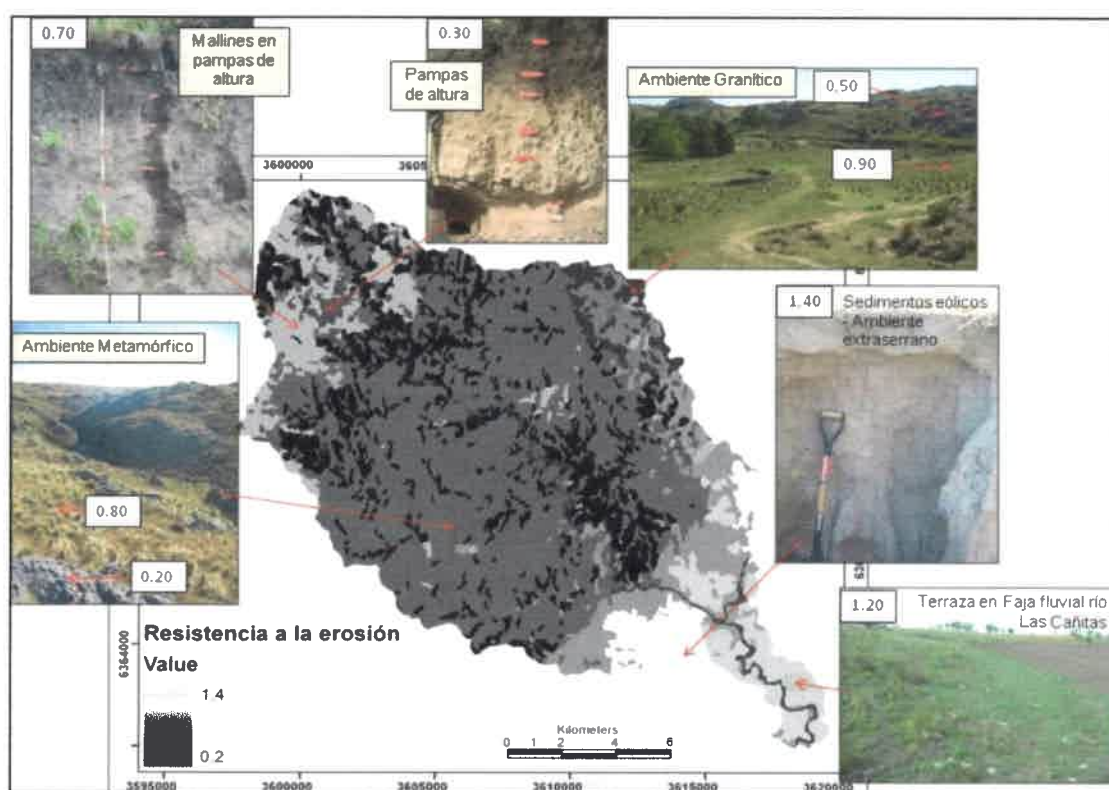


Figura III.7.4. Mapa del coeficiente Y (resistencia a la erosión de los suelos) del método de Gavrilovic para la cuenca del río Las Cañitas.

Entre las unidades con mayor evidencia de procesos de erosión se incluyeron algunos sectores en las pampas de altura, donde se han desarrollado cárcavas de cientos de metros de longitud y menos de 5 m de profundidad, donde se exponen secuencias de materiales loésicos/loessoides, como los descritos en el apartado "Estratigrafía" de esta Tesis (Fotografía e imagen Google Earth en Fig. III.7.5). En la actualidad se encuentran parcialmente vegetadas y estabilizadas, como puede

comprobarse comparando su extensión y desarrollo en fotografías aéreas del año 1970 e imágenes satelitales actuales.

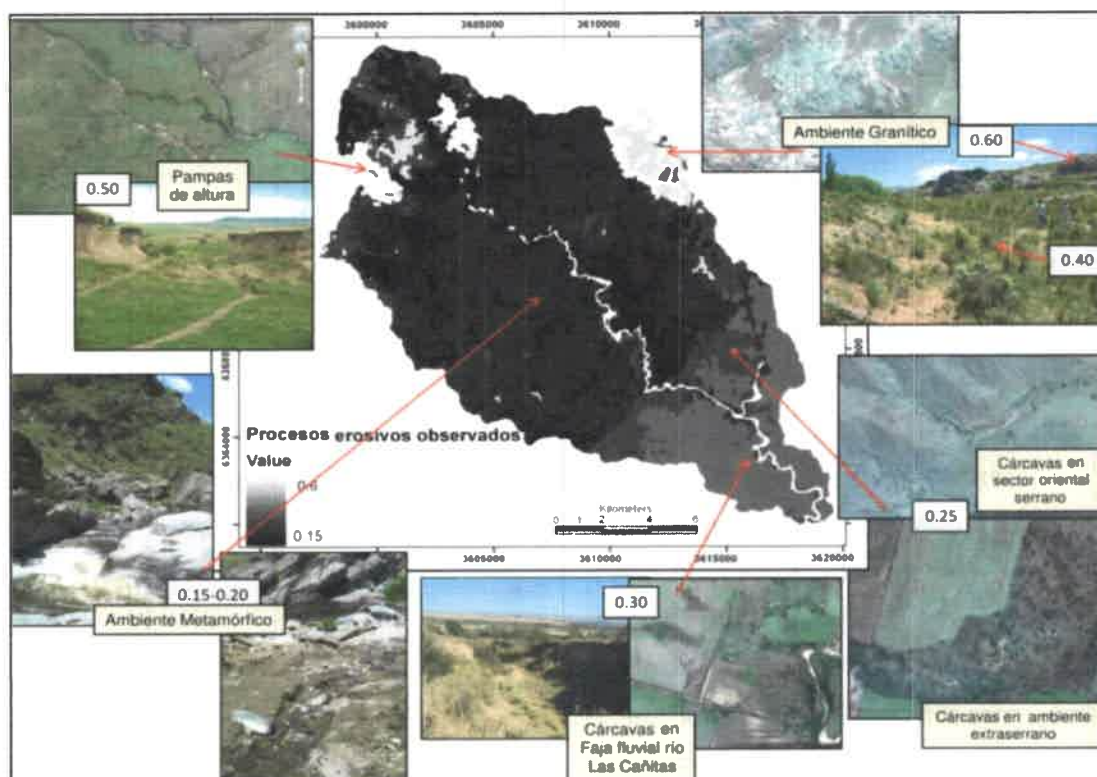


Figura III.7.5. Mapa del coeficiente ϕ (procesos erosivos observados) del método de Gavrilovic para la cuenca del río Las Cañitas.

En las cabeceras y márgenes de estas cárcavas es común observar deslizamientos rotacionales, en forma de escalones (Figs. III.7.6 y III.7.7) generados por procesos de saturación de los materiales y desprendimiento de porciones de terreno. Parte de estos depósitos están estabilizados por vegetación, mientras que en otros casos el material es eliminado con el paso de sucesivos eventos de precipitación.

En el ambiente granítico, los rasgos erosivos son más importantes, y es posible observar el grado de alteración que presenta la roca expuesta, que lleva a la arenización de la misma (Fig. III.7.8). Se observan rasgos de erosión laminar y rills, además de procesos de carcavamiento en los materiales sueltos que conforman las laderas (Fotografía e imagen Google Earth en Fig. III.7.5).

En el sector serrano más oriental, también muy localmente se desarrollan cárcavas en los ejes y laderas de los valles con relleno sedimentario.



Figura III.7.6. Procesos de erosión en cárcavas en la pampa de altura.



Figura III.7.7. Imagen Google Earth mostrando cárcavas en pampa de altura.

Finalmente, en el sector pedemontano también los procesos de erosión hídrica en surcos y cárcavas están muy localizados, especialmente en los bordes de terrazas fluviales (Figs. III.7.9 y III.7.10), afectando a los depósitos de materiales de origen fluvial de variada energía y eólico, presentes en este sector de la cuenca. Por este motivo el coeficiente φ asignado fue intermedio a bajo.

Por otra parte, el *mapa de pendientes* para la cuenca se muestra en la Figura III.7.11-a. La pampa de altura, el sector serrano oriental y el extraserrano muestran los menores valores, mientras que el sector serrano central los más elevados, en especial la unidad metamórfica, con abruptas laderas asociadas al marcado proceso de incisión fluvial, controlado por estructuras de dirección NO-SE y ENE-OSO.



Figura III.7.8. Detalle del proceso de arenización en el ambiente granítico.



Figura III.7.9. Procesos de carcavamiento en borde de terraza fluvial, río Las Cañitas.



Figura III.7.10. Cárcava desarrollada en borde de meandro abandonado, río Las Cañitas.

Las subcuencas y cursos fluviales principales de la cuenca obtenidos a partir de modelo de elevación del terreno se presentan en la Figura III.7.11-b. La Tabla III.7.3 resume los datos obtenidos a nivel de subcuenca para el cálculo del valor G.

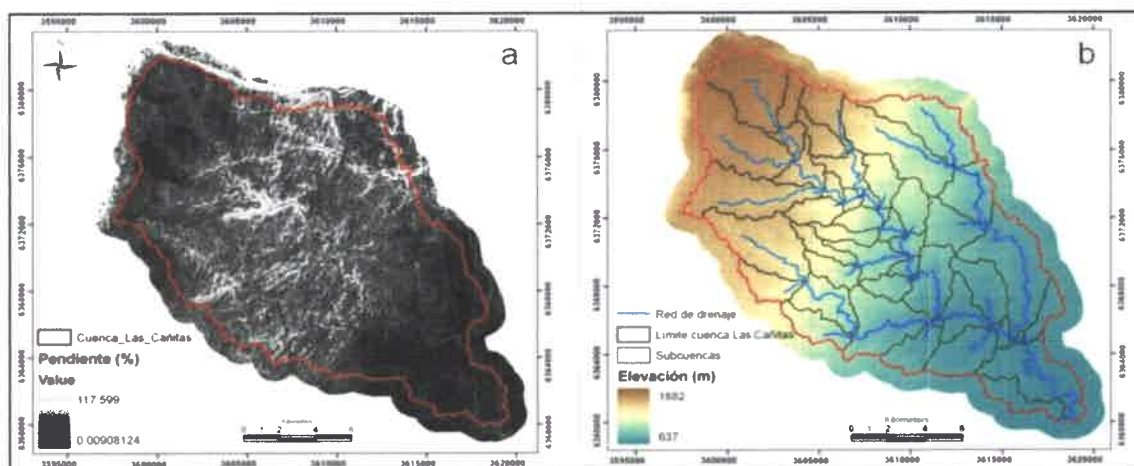


Figura III.7.11. a) Mapas de pendientes para la cuenca Las Cañitas. b) Modelo de elevación digital del terreno con la red de drenaje (ríos principales en este caso) y subcuencas.

III.7.1.3.2 - Producción total de sedimentos y por ambiente geomorfológico

El valor de **producción de sedimentos** obtenido sumando la producción de las 47 subcuencas fue de **216.220,41 m³/año**, lo que da un total de **21,43 tn/ha/año**. Según esta metodología, el valor promedio de **R** dio **0,15**, lo que indica que del total de la producción de sedimentos en la cuenca, el 15% pasa a transporte y el resto quedaría retenido dentro de la misma, en las distintas subcuencas. La Figura III.7.12 muestra el mapa con la distribución espacial de la producción de sedimentos (a nivel de celda en este caso).

Tabla III.7.3. Parámetros obtenidos para cada subcuenca y cálculo del volumen de sedimentos G por el método de Gavrilovic.

Subcuenca	Longitud de tributarios (Km)	Longitud río principal (Km)	Area (km ²)	Perimetro (km)	D (km)	R	W (m ³ /año)	G (m ³ /año)
0	3.15	0.17	2.93	9.20	0.09	0.10	6331.51	632.58
1	14.59	4.57	13.86	18.14	0.14	0.15	31040.52	4614.75
2	4.94	2.85	5.11	13.05	0.27	0.22	17193.37	3810.67
3	5.67	0.48	3.78	11.22	0.21	0.24	12828.79	3091.09
4	2.22	1.71	2.41	8.01	0.15	0.15	7213.88	1114.68
5	12.76	5.43	12.42	20.53	0.21	0.20	92638.66	18229.58
6	17.36	6.01	15.95	21.15	0.20	0.19	34702.91	6603.51
7	4.16	1.76	3.94	12.40	0.20	0.20	18862.68	3764.98
8	4.73	2.18	4.11	11.90	0.26	0.24	20597.64	4974.32
9	14.79	6.06	15.04	22.16	0.34	0.24	91580.54	21752.33
10	1.30	0.87	1.50	6.16	0.20	0.15	12467.98	1838.85
11	5.33	0.90	4.59	10.54	0.17	0.17	23471.02	3930.42
12	0.76	0.76	0.84	4.13	0.11	0.11	8275.62	946.97
13	0.65	0.61	1.07	4.67	0.11	0.08	7089.81	576.52
14	10.61	7.12	14.07	23.46	0.28	0.19	46102.92	8706.87
15	7.94	3.09	7.46	12.45	0.12	0.14	45161.22	6143.82
16	3.39	0.58	3.84	9.09	0.25	0.15	24120.23	3548.81
17	4.60	1.30	3.24	8.33	0.18	0.20	21353.01	4240.39
18	6.33	0.46	4.79	9.57	0.16	0.17	20958.28	3539.26
19	1.99	1.10	1.73	6.28	0.09	0.12	11174.52	1349.18
20	4.50	0.30	2.93	10.56	0.25	0.26	16301.72	4236.94
21	8.51	2.00	6.34	12.55	0.13	0.18	30751.66	5443.14
22	1.88	1.04	1.96	6.56	0.09	0.10	12691.64	1321.41
23	3.98	0.52	3.03	11.38	0.34	0.28	15315.38	4276.99
24	1.34	0.94	1.44	6.08	0.08	0.10	11770.33	1190.43
25	12.06	5.49	14.12	19.42	0.32	0.20	57331.87	11512.20
26	4.80	3.51	5.17	14.09	0.18	0.19	30867.09	5913.01
27	3.91	1.04	3.83	9.93	0.22	0.17	22689.85	3895.78
28	3.32	0.68	3.19	9.21	0.15	0.14	17470.08	2411.07
29	4.84	1.42	4.47	11.52	0.24	0.20	21245.07	4321.62
30	5.54	5.07	8.06	14.06	0.11	0.11	45341.22	4864.21
31	6.93	1.91	6.88	13.50	0.07	0.11	37225.27	4016.08
32	0.33	0.33	0.30	2.39	0.02	0.05	1520.67	76.70
33	0.26	0.26	0.21	2.29	0.02	0.05	1732.99	82.06
34	5.95	3.39	6.90	13.71	0.23	0.18	38703.51	6968.50
35	14.92	10.11	17.27	24.58	0.08	0.10	96899.90	9932.89
36	4.02	3.46	5.61	13.55	0.06	0.09	25702.68	2318.49
37	4.55	0.71	3.21	11.29	0.05	0.11	23050.08	2594.32
38	0.37	0.37	0.38	3.99	0.02	0.06	1652.55	91.10
39	0.84	0.60	1.08	5.67	0.03	0.05	7267.28	377.45
40	4.45	1.91	5.05	12.79	0.23	0.18	27209.26	4968.27
41	12.14	5.95	11.59	17.94	0.17	0.17	64694.59	11206.56
42	5.86	0.98	5.41	11.45	0.08	0.11	25837.23	2776.33
43	9.68	2.45	7.75	13.50	0.05	0.10	60975.94	6205.11
44	4.92	2.85	4.73	16.41	0.04	0.10	33515.02	3496.60
45	0.21	0.21	0.08	1.32	0.01	0.06	275.82	16.13
46	13.58	7.81	13.70	24.94	0.04	0.09	92197.44	8297.45

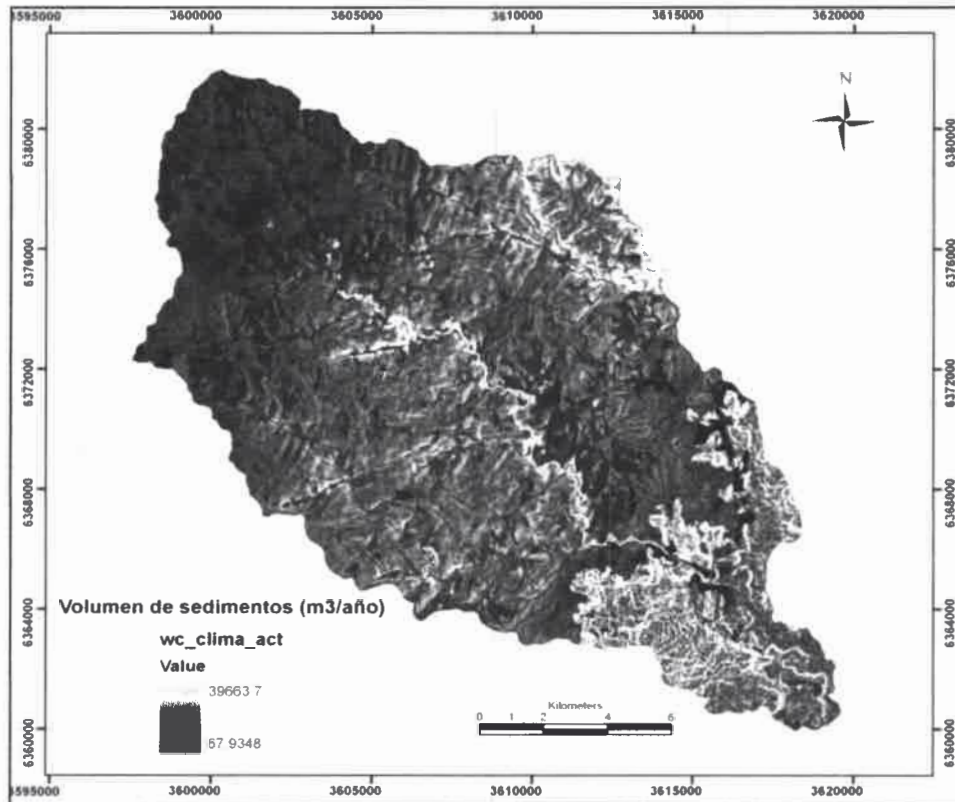


Figura III.7.12. Mapa de la producción de sedimentos para la condición actual de clima y uso del suelo de la cuenca Las Cañitas.

La Tabla III.7.4 sintetiza la información que relaciona la producción de sedimentos en los diferentes ambientes geomorfológicos definidos para la cuenca (ver mapa geomorfológico, Fig. III.3.24). Como puede observarse hay una marcada variación espacial de la producción de sedimentos, con valores máximos en el ambiente granítico, controlado fundamentalmente por los coeficientes Y y ϕ , que evidencian el mayor grado de meteorización de las rocas graníticas, procesos erosivos activos y cubierta de pastizales más discontinua. Este ambiente con sólo el 4.7 % del área total aporta el 8.4 % de G , al igual que otras unidades que triplican el área.

Las unidades con menor producción son las del sector serrano oriental (I-c y I-e) y pampas de altura (I-a) dado sus menores pendientes, desarrollo edáfico y cobertura vegetal. Se destaca la baja producción de la unidad I-a, asociada a suelos con alto contenido en materia orgánica y arcillas (y saturados en los mallines), e importante cobertura de pastizales. La zona extraserrana muestra una producción intermedia, donde los mayores valores se asocian a suelos limosos-arenosos muy finos, de moderado desarrollo y uso agrícola (II-a). Finalmente, la unidad I-b con una

producción intermedia, aporta casi el 67% de G debido a su mayor superficie, y es la que define el aporte medio de la cuenca (21,4 tn/ha/año). En este caso la distribución interna de G es muy variable, y los más altos valores se asocian a las laderas de moderada a alta pendiente de los valles incididos, cubiertas de derrubios con suelos de alta infiltración y poco profundos (Fig. III.7.13).

En general los valores de R indican una importante retención de sedimentos en la cuenca (sólo entre el 10 y el 20% de la producción pasa a transporte), y baja a moderada variabilidad espacial. Sin embargo, se pueden notar algunas diferencias, por ejemplo al comparar el R más elevado del ambiente granítico, con relación a las demás unidades serranas, lo que se relaciona principalmente con la mayor densidad de drenaje y pendiente que presenta dicha unidad. Al considerar las unidades del sector serrano oriental y extraserrano, las menores pendientes y densidades de drenaje, permiten mayor retención aún.

En las Figuras III.7.9 y III.7.14 se presentan fotografías de canales colectores representativos de los principales ambientes geomorfológicos evaluados, con el propósito de ejemplificar las características de la carga que trasportan.

Tabla III.7.4. Producción de sedimentos (G) para las condiciones actuales en las distintas unidades geomorfológicas y en la cuenca completa. Se muestra además el coeficiente R promedio para las subcuencas de las distintas unidades.

Unidad Geomorfológica	Área (Km ²)	Área (%)	G (m ³ /año)	G (%)	G (tn/ha/año)	R medio
Pampas de altura (I-a)	35.15	13.15	12965.5	6	9.77	0.16
Relieves graníticos (I-d)	12.42	4.65	18229.6	8.43	38.89	0.20
Metamórfica central (I-b)	153.16	57.29	144744.6	66.94	25.04	0.18
Sector serrano oriental (I-c y I-e)	35.46	13.26	19120.5	8.84	14.29	0.10
Sector extraserrano (II-a, II-b1 y II-b2)	31.14	11.65	21160.2	9.79	18.01	0.10
Cuenca Total	267.34	100	216220,4	100	21,4	---

III.7.2 - ANÁLISIS MORFOLÓGICO DEL CANAL

Los aspectos morfológicos y morfodinámicos de un sistema fluvial dependen de variables de control, tales como la tectónica, litología, clima, actividades humanas, entre otras, que actúan tanto a escala regional como local (Schumm, 2005). Numerosos trabajos atestiguan los diferentes modos de respuesta, sensibilidad y comportamiento de los cursos de agua ante perturbaciones en las variables de control (Schumm, 2005; Downs y Gregory, 1993; entre otros). Existen varias clasificaciones de canales que vinculan aspectos morfológicos y dinámicos con algunas de estas variables de control. Así, Summerfield (1997) los clasifica en función de los materiales de lecho y márgenes; Leopold y Wolman (1957) y Rust (1978), según su diseño en planta, y Schumm (1977) propone una tipificación que incluye aspectos morfométricos, sedimentológicos y de estabilidad de canal.

III.7.2.1 - Metodología

Mediante la utilización de fotografías aéreas a escala 1:20.000 (año 1970), 1:60.000 (año 1989) e imágenes satelitales Google Earth se diferenciaron tramos de canal de los ríos de la cuenca de acuerdo a su diseño en planta. La zonificación de los canales se basó en las propuestas de Summerfield (1997), Rust (1978) y Schumm (1977).

El trabajo de campo incluyó la medición de secciones transversales a canal lleno mediante cinta y jalón, la caracterización y muestreo de los materiales de lecho y márgenes, y el relevamiento de procesos activos.

Por otro lado, a partir de la medición de longitudes de cauces en Google Earth y obtención de las cotas inicial y final de los principales afluentes de la cuenca desde hojas topográficas escala 1:50.000, se calculó la pendiente de los mismos. Particularmente para el río Las Cañitas se determinó la pendiente del canal en algunos tramos y la topografía de secciones transversales representativas, a través del relevamiento con una estación total marca ZEISS-Elta 4.

III.7.2.2 - Diseño en planta

La Figura III.7.14 presenta la red hidrográfica de la cuenca Las Cañitas. Todos los cursos del **sector serrano** que conforman la cuenca del río Las Cañitas poseen fuerte control estructural, lo que les otorga un diseño en planta de tipo rectilíneo.

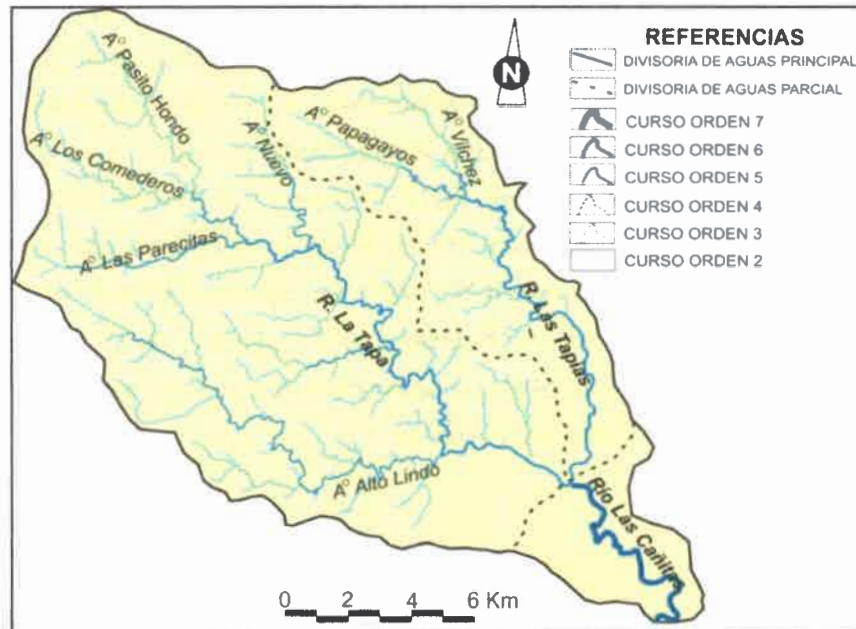


Figura III.7.14. Red hidrográfica cuenca Las Cañitas.

Los arroyos Los Comederos, Pasito Hondo y Nuevo tienen una dirección general NO-SE, controlados por lineamientos de ese rumbo, mientras que el A° Las Parecitas se ajusta a una estructura de dirección OSO-ENE.

En el A° Los Comederos el canal en sectores posee un lecho rocoso y en otros aluvional (Fig. III.7.15-a). En el A° Pasito Hondo domina el lecho rocoso con un aluvión subordinado, en este caso compuesto por bloques superiores al metro de eje mayor, los cuales se observan imbricados (Fig. III.7.15-b).

El río La Tapa posee una dirección general de escurrimiento controlada por estructuras NO-SE, entre las cuales algunas de dirección OSO-ENE provocan cambios en el mismo. En este río domina el lecho rocoso con aluvión subordinado, compuesto por bloques de gran tamaño (de hasta 1 m de eje mayor) (Fig. III.7.15-c). Ya en proximidades de la salida del sector serrano, domina el lecho aluvional (Fig. III.7.15-d), el cual se mantiene hasta la confluencia con el río Las Tapias, aunque en este último tramo es frecuente la presencia de afloramientos del basamento metamórfico.

Respecto al A° Alto Lindo, dos importantes estructuras, primero en dirección NO-SE y luego OSO-ENE, controlan la traza de este curso. El lecho del canal es rocoso, y subordinadamente gravoso (Fig. III.7.15, e y f).

El A° Vílchez posee un tramo inicial controlado en el ambiente metamórfico por una estructura de dirección ONO-ESE, que luego dentro del ambiente granítico cambia a NO-SE. En el lecho domina el material aluvial (arenas y gravas) y los afloramientos rocosos están subordinados (Fig. III.7.15-g).

Una importante fractura NO-SE controla todo el recorrido del A° Papagayos, en este caso el lecho es predominantemente rocoso, con aluvi3n subordinado (Fig. III.7.15-h).

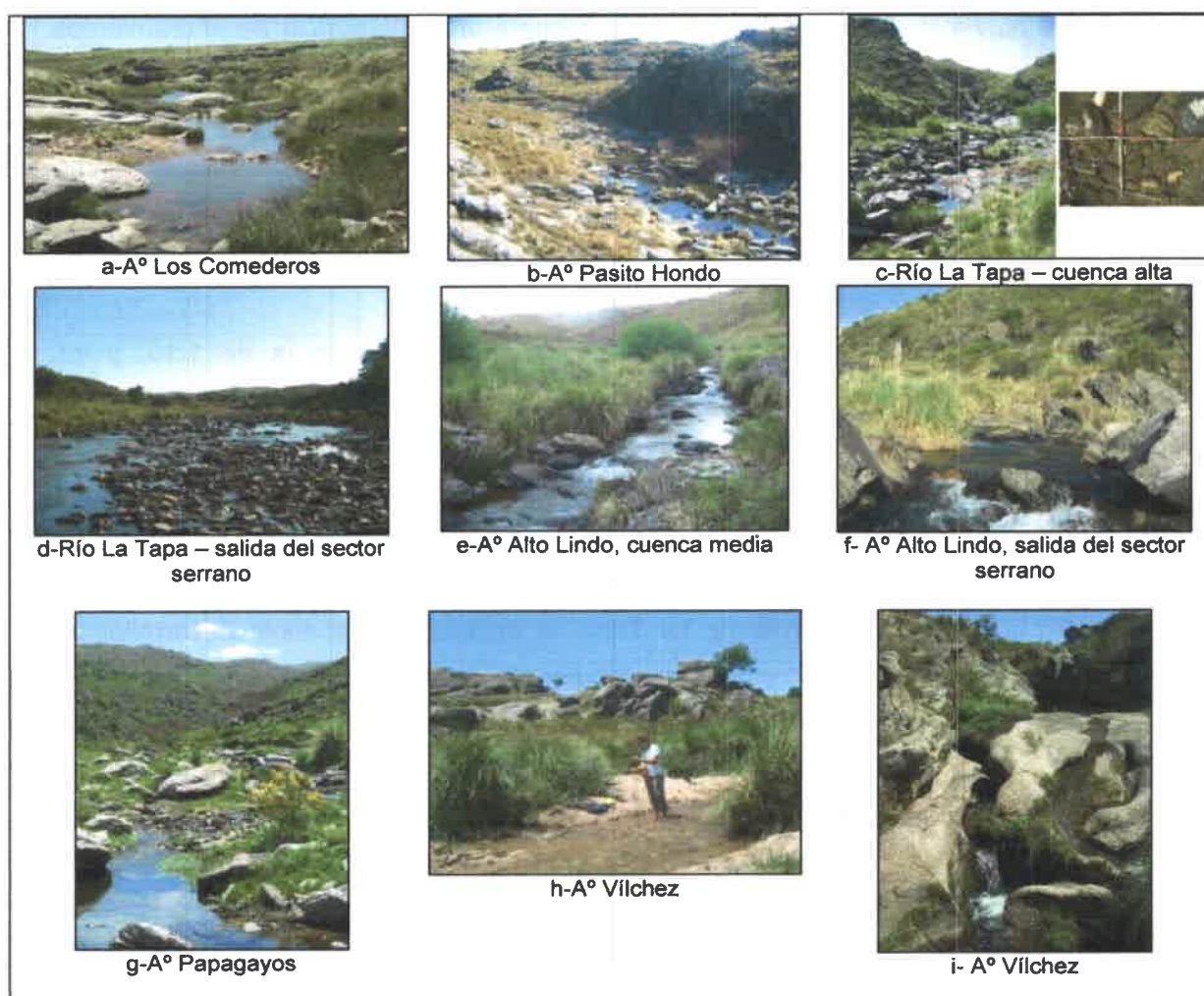


Figura III.7.15. Vistas de los principales cursos del ambiente serrano de la cuenca Las Cañitas.

El tramo inicial del río Las Tapias continúa también controlado por esta estructura. Posteriormente su dirección general cambia a NNO-SSE hasta su confluencia con el río La Tapa. El lecho es en algunos tramos rocoso y en otros aluvional (Fig. III.7.15-i).

Dentro del **ambiente extraserrano** se diferenciaron para el río Las Tapias segmentos de canal con diseño "recto" (delineados en color rojo, e identificados con letras A y B, Fig. III.7.16), y otros de "baja sinuosidad" (delineado en celeste, y señalado con letra A, Fig. III.7.16). Los rectos poseen un marcado control estructural-litológico que limita la posibilidad del canal de migrar lateralmente y/o profundizar, mostraron un índice de sinuosidad (Is) entre 1,02 y 1,04. Son tramos bien estables, pudiendo estar conformados por lecho y márgenes rocosos, o por lecho rocoso y márgenes aluviales. En el primer caso, se observa una alternancia de afloramientos rocosos y lecho aluvional de poco espesor, compuesto por materiales psefíticos gruesos (alta competencia, clastos mayores de hasta 60 cm aproximadamente). En el segundo caso, el canal ha erodado hasta llegar al basamento cristalino (o el mismo está poco profundo), mientras que los materiales que componen las márgenes son secuencias sedimentarias poco cohesivas, incluyen niveles de materiales finos con gravillas dispersas y secuencias fluviales de variada energía.

Por su parte, el tramo de "baja sinuosidad" posee un Is de 1,19, y los materiales que componen el lecho son areno-gravosos, mostrando una competencia a campo menor que 20 cm. Las márgenes del cauce están conformadas por secuencias de material fino con gravillas dispersas y secuencias fluviales de variada energía, que en parte se encuentran cementadas. Estas secuencias de materiales poco cohesivos confieren a las márgenes una estabilidad relativamente baja (Fig. III.7.17).

En la confluencia con el río La Tapa, el río Las Tapias suele desarrollar un pequeño abanico aluvial conformado por lóbulos de derrames que progradan sobre el cauce del primero, durante la recesión de eventos de crecidas (Fig. III.7.18). Hay un marcado contraste composicional y textural entre el aluvión del río Las Tapias, compuesto por materiales graníticos areno-gravosos, y el de La Tapa, dominado por bloques metamórficos de 20 a 80 cm de eje mayor) (Fig. III.7.19).

Finalmente, para el río Las Cañitas, se reconocieron tres tramos a lo largo de todo su recorrido. Uno donde el canal presenta un diseño *recto* (identificado con la letra C, Fig. III.7.16), con un Is de 1,08, el cual se extiende desde aproximadamente 1,65 Km aguas arriba del puente sobre Ruta Prov. N° 23 hasta unos 2 Km aguas abajo del mismo. Los materiales que conforman el lecho y las márgenes muestran una

significativa cohesividad, con alta proporción de arcillas (Fig. III.7.20-a). Mihaljevich (2015) realizó ensayos de compresión triaxial en estos materiales, y los valores de fricción y cohesión obtenidos corresponden a una Resistencia a la Compresión simple de 3 kg/cm^2 ($0,3 \text{ MPa}$), que se asocia a sedimentos muy duros. Determinaciones de la densidad aparente de este material dieron valores entre $1,23$ y $1,45 \text{ gr/cm}^3$.

En la actualidad este tramo se comporta como un canal semi-confinado, que discurre en una faja fluvial que alcanza los $1000\text{-}1300 \text{ m}$ de ancho, cuyo origen se asocia a la actividad de un curso sinuoso.



Figura III.7.16. Diseños de canal en los tramos extraserranos de la cuenca del río Las Cañitas.



Figura III.7.17. Secuencias aflorantes en la margen izquierda del río Las Tapias, en el tramo de diseño de baja sinuosidad.



Figura III.7.18. Confluencia de los ríos Las Tapias y La Tapa (04/06/12).

Los dos tramos restantes se clasificaron como canales de "moderada sinuosidad" (identificados como B1 y B2, Fig. III.7.16, con I_s de 1,27 y 1,38. El primero de ellos se extiende desde la confluencia de los ríos La Tapa y Las Tapias hasta llegar al tramo semi-confinado descrito anteriormente (Fig. III.7.20-b), y el segundo se inicia aguas abajo de dicho tramo semi-confinado y finaliza en la confluencia con el río Piedras Blancas (Fig. III.7.20-c). Los materiales que conforman el lecho son areno-gravosos y en las márgenes afloran secuencias fluviales de variada energía y menor susceptibilidad de erosión.



Figura III.7.19. Detalle del contraste composicional y textural entre el aluvión de los ríos Las Tapias y La Tapa.



a-Tramo de diseño recto C.

b-Tramo moderadamente sinuoso B1.

c-Tramo moderadamente sinuoso B2.

Figura III.7.20. Vistas de los tres tramos con diferente diseño de canal del río Las Cañitas, representados en la Figura III.7.16.

Los aspectos litológicos y estructurales constituyen los principales factores de control en el diseño de canal de los tramos extrserranos, ya que el sector pedemontano corresponde a un sistema de bloques de basamento a distintas profundidades. Las estructuras regionales controlan la localización de estos cursos, pero este sistema de bloques diferencialmente ascendidos, y con evidencias de tectónica activa, regula variaciones de canal a escala de tramo. De este modo, los segmentos donde dominan los procesos de agradación, moderada migración lateral, y el curso tiene régimen temporario, se corresponden con áreas más deprimidas, mientras que los tramos de canal rectos, con dominio de transporte y/o profundización, se asocian a altos estructurales.

III.7.2.3 - Perfil longitudinal

El perfil longitudinal de un río es la representación gráfica de las variaciones de altura (cota del lecho) con la distancia aguas abajo. La mayoría de los cursos permanentes desarrolla un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba explicado por el incremento de la descarga aguas abajo con capacidad para transportar la carga de sedimentos sobre pendientes cada vez más bajas.

Inicialmente, al menos, la localización y altura de los puntos extremos del perfil y su gradiente promedio están determinados por la tectónica y otros eventos históricos; pero la forma del perfil longitudinal es sólo parcialmente dependiente de estos controles y se relaciona estrechamente a las variaciones, aguas abajo, del tamaño del material de lecho y del caudal, ya que estas variables regulan el gradiente del canal (Leopold y Langbein, 1962; Morris y Williams, 1999; Knighton, 1999).

Las Figuras III.7.21 a III.7.23 muestran los perfiles longitudinales de los sistemas A° Los Comederos-río Las Cañitas, A° Pasito Hondo-río Las Cañitas y A° Las Parecitas-río Las Cañitas, respectivamente.

En general los perfiles muestran 4 segmentos bien diferenciados con gradientes del orden de 2,8-3,0%, 4,5-9,5%, 1,9-2,4% y 0,7-0,3%, que se asocian en su tramo superior a la paleosuperficie de erosión, el medio a la posición del frente de retroceso de los colectores principales, el tercero a la base del sector serrano y el cuarto a la zona de agradación pedemontana (segmento final del río La Tapa y río Las Cañitas), respectivamente.

Particularmente el perfil del A° Los Comederos- río las Cañitas, exhibe en sus nacientes tramos de mayor pendiente que representan formas relicticas sobre la paleosuperficie de erosión.

Aguas abajo se reconoce un segmento de mayor pendiente (4,8 – 8,9 %), que corresponde en su mayor longitud al río La Tapa, y que se extiende aproximadamente hasta la cota 900 m.s.n.m. Esta pendiente representa el trabajo erosivo de este colector asociado a la posición del frente principal de retroceso en respuesta a diferentes factores de control (tectónicos y climáticos), siendo común la sucesión de saltos, rápidos y ollas, con desniveles locales que alcanzan los 4-5 m (Fig. III.7.25). Este segmento presenta quiebres internos en su pendiente, por ejemplo el tramo de 8,9%, seguido de otro de pequeña longitud y baja pendiente (4,0%). Estos dos segmentos se asocian a la presencia de una importante estructura de dirección ENE-OSO (con movimiento diferencial) que cambia la traza del río La Tapa (que en general

es NO-SE), generando una menor pendiente en el segmento asociado a la estructura ENE-OSO y un frente de erosión retrocedente en el segmento aguas arriba.

Desde la cota 900 y aproximadamente hasta la confluencia con el A° Alto Lindo (720 m.s.n.m.) el gradiente del río La Tapa decrece al 1,9%, y posteriormente hasta la confluencia del río Las Tapias, a 0,70%.

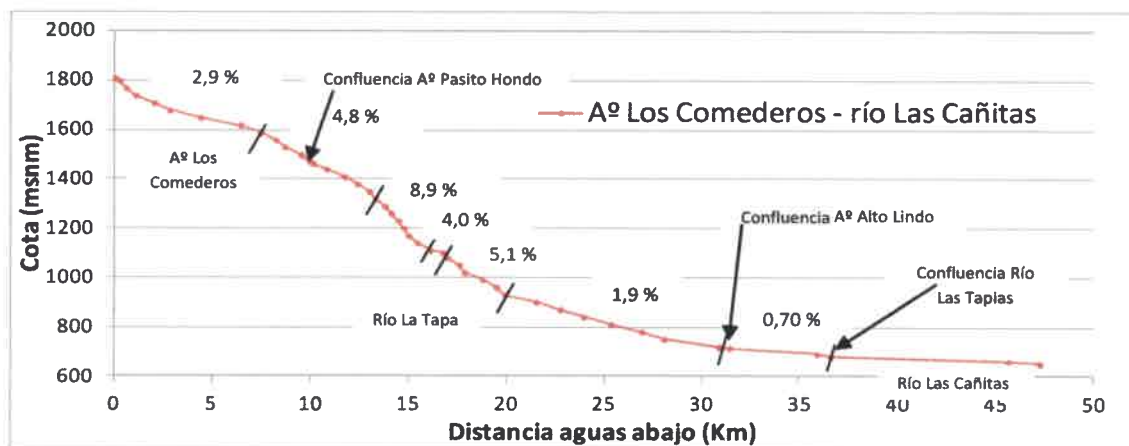


Figura III.7.21. Perfil longitudinal del sistema A° Los Comederos - río Las Cañitas.

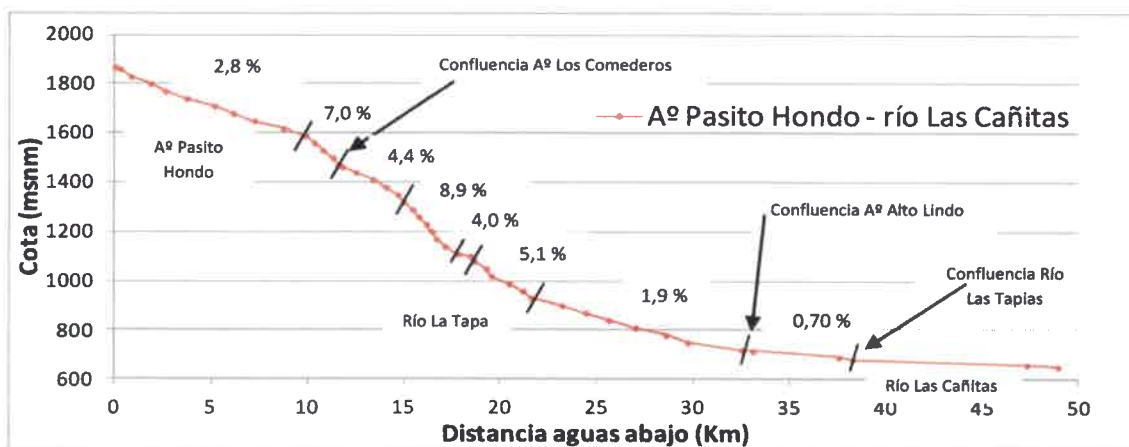


Figura III.7.22. Perfil longitudinal del sistema A° Pasito Hondo - río Las Cañitas.

En los perfiles de los A° Pasito Hondo y Las Parecitas (Fig. III.7.22 y III.7.23), puede observarse que el frente de erosión retrocedente ya se sitúa en el tramo inferior de estos afluentes (pendiente del 7 y 5,4%, respectivamente), inmediatamente aguas arriba de la confluencia con el río La Tapa.

Por otra parte, el perfil longitudinal del sistema A° Alto Lindo - río Las Cañitas (Fig. III.7.24), desde sus cabeceras (1600 m.s.n.m.) hasta los 900 m.s.n.m., presenta una pendiente general de 3,5 - 4,3 %, donde alternan dos quiebres de mayor

pendiente bien notorios (13 y 8,4 %), asociados a la estructura en bloques del basamento, especialmente las de orientación ENE-OSO y sus posibles reactivaciones cenozoicas.

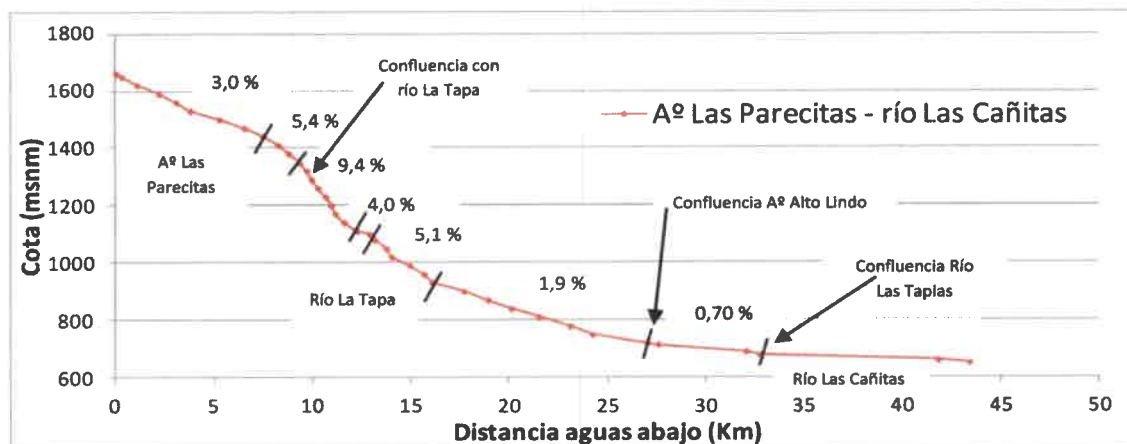


Figura III.7.23. Perfil longitudinal del sistema A° Las Parecitas - río Las Cañitas.

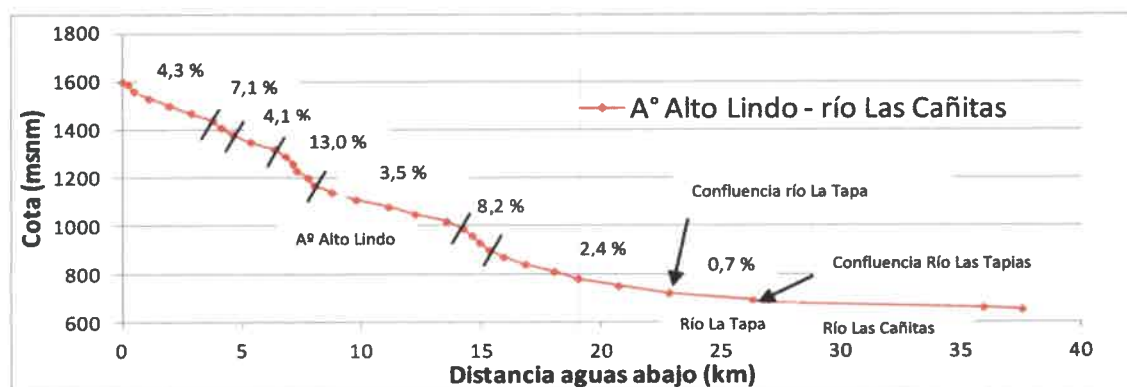


Figura III.7.24. Perfil longitudinal del sistema A° Alto Lindo - río Las Cañitas.

Por otro lado, analizando los afluentes de la subcuenca del río Las Tapias, en el caso del A° Vilchez (Figs. III.7.26 y III.7.27), el perfil se inicia con un tramo de alto gradiente (14,3%) asociado al ambiente de rocas metamórficas, en transición hacia las rocas graníticas del plutón Alpa Corral, donde adquiere un gradiente de 3,4%. Un pequeño resalto que se señala con un círculo en el perfil está representando el desnivel del salto de la Figura III.7.26. Luego de la confluencia del A° Papagayos, el río Las Tapias muestra un primer segmento de mayor gradiente (3,3%) dentro del ambiente de rocas metamórficas, y luego uno de menor pendiente (1,03%), al atravesar la zona de la faja de cizalla y el ambiente extraserrano.



Figura III.7.25. Sucesión de saltos en el río La Tapa, proximidades de estación de aforo N° 5.

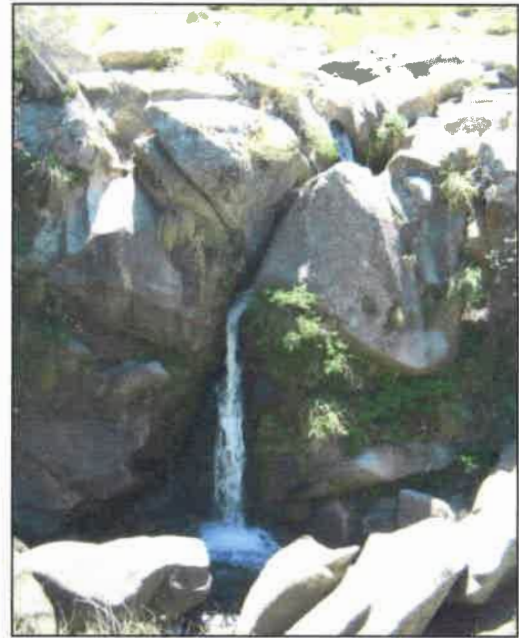


Figura III.7.26. Salto en A° Vílchez, aprox. 100 m aguas debajo de la estación de aforo N° 9.

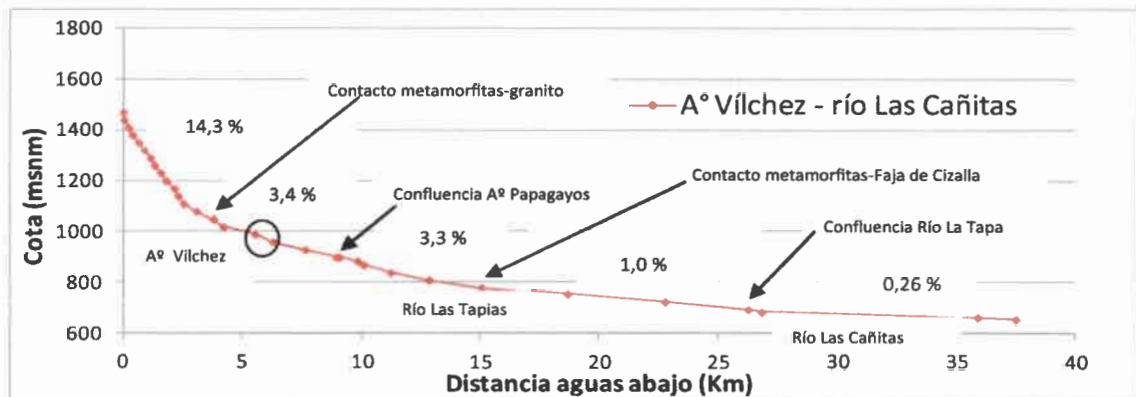


Figura III.7.27. Perfil longitudinal del sistema A° Vílchez - río Las Cañitas.

Respecto al A° Papagayos (Fig. III.7.28), hasta su confluencia con el A° Vílchez se diferenciaron cuatro segmentos que alternan mayores y menores pendientes. En este perfil en retroceso podría diferenciarse un frente en los segmentos de 3,72 y 11,2% de pendiente, y más arriba otro frente trabajando sobre el ajuste del perfil. En este curso se han observado varios rápidos y saltos menores de agua, de aproximadamente 70-80 cm de altura.

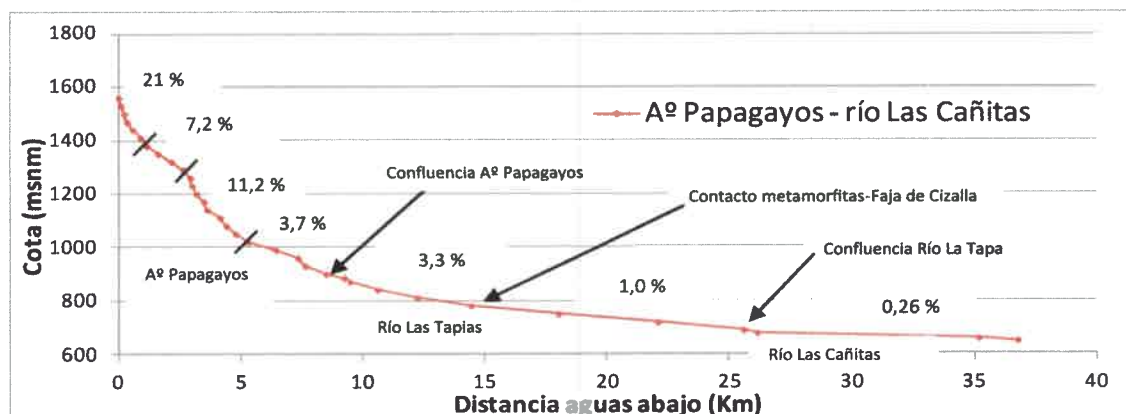


Figura III.7.28. Perfil longitudinal del sistema A° Papagayos - río Las Cañitas.

Finalmente, para el río Las Cañitas, y de acuerdo a la segmentación propuesta en Andreazzini y Degiovanni (2011), el primer tramo clasificado como de moderada sinuosidad presenta una pendiente del 0,34%, el tramo semiconfinado en secuencias cohesivas del 0,24% y el segundo tramo de moderada sinuosidad del 0,31%. En los perfiles presentados en las figuras anteriores se colocó el valor medio de 0,26%. Estos valores están en el orden de los calculados por Villegas *et al.* (2006), quienes determinaron para el tramo completo del río Las Cañitas una pendiente del 0,33%. Datos pertenecientes a Agua y Energía (1967) también muestran valores de pendiente similares. El relevamiento topográfico de detalle realizado en esta Tesis, en tres segmentos dentro del tramo de canal semiconfinado, mostró valores de 0,37 - 0,21 y 0,37%.

Haciendo una interpretación de los perfiles longitudinales presentados en este apartado, puede decirse que los A° Los Comederos y Pasito Hondo particularmente, y en parte el A° Las Parecitas, al poseer sus respectivos tramos de nacimiento sobre las pampas de altura, poseen valores de pendiente sumamente bajos para la posición de la cuenca en la que se encuentran.

Por su parte, los tramos que drenan el ambiente central de la cuenca, dominado por rocas de basamento cristalino, altos gradientes, y presencia de varios quiebres asociados a saltos y estructuras, están representando la posición del frente de ajuste principal de los principales colectores que drenan este sector de la Sierra de Comechingones. Los procesos de ajuste se llevan a cabo a nivel de tramos conectados por knickpoint que exhiben resaltos de variada magnitud y valores de retroceso muy lentos, dada la alta resistencia de los materiales rocosos. Giaccardi

(2013) estimó para el frente occidental de la Sa. de San Luis tasas de incisión mínima de 0,83 mm/año y máxima de 1,05 mm/año en rocas metamórficas similares.

Por lo tanto, los perfiles analizados se encuentran aún desajustados, especialmente los segmentos superiores que corresponden a los cursos que drenan las pampas de altura asociados a una edad más antigua, es decir, son perfiles heredados de los sistemas fluviales antecedentes al levantamiento ándico, mientras que los segmentos de alta pendiente representan el frente actual de retroceso de la sierra, que se asociarían a una edad post levantamiento ándico.

III.7.2.4 - Secciones transversales

En este apartado se presentan valores de ancho y profundidad para distintos valores de caudal, pero la relación ancho/profundidad se relaciona a la condición de canal lleno. Si bien la mayoría de los datos provienen de las secciones de aforo, éstas representan distintas condiciones morfodinámicas en la cuenca.

A° Los Comederos: la sección transversal del canal tiene un ancho y una profundidad variable entre 4 y 9 m y 0,3 y 0,8 m, respectivamente. La relación ancho-profundidad media es de 13,3. El valle es poco profundo, con barrancas del orden de los 3-4 m. Se asocia al canal una reducida llanura de inundación (Fig. III.7.29).



Figura III.7.29. A° Los Comederos en condiciones de estiaje, 150 m aguas arriba de la estación 1 (Fig. III.5.3) (28/06/10).

A° Pasito Hondo: su sección transversal tiene un ancho variable entre 8 y 20 m y profundidad media entre 0,60 y 1 m a canal lleno (Fig. III.7.30). La relación ancho-profundidad media es de 10. El valle es medianamente profundo, con barrancas del orden de los 7 a 12 m (Fig. III.7.31).



Figura III.7.30. A° Pasito Hondo en estación N° 2, (Fig. III.5.3) crecida del 30/11/2010.



Figura III.7.31. A° Pasito Hondo en proximidades de la estación N° 2 (Fig. III.5.3) (28/06/10).

Río La Tapa: en proximidades de la estación de aforo 5 (Fig. III.5.3), su sección transversal a canal lleno tiene un ancho variable entre 15 y 30 m y una profundidad media de 1-1,5 m. La relación ancho-profundidad es de 18. El valle es profundo, alcanzando valores del orden de los 30-40 m (Fig. III.7.32). Aguas abajo, en la confluencia con el A° Alto Lindo (Estación de aforo 6), el valle se ensancha a valores de 30- 35 m, con profundidad a canal lleno del orden de 1 m (Fig. III.7.33), siendo la relación ancho-profundidad de 30. En la margen derecha del río La Tapa, tanto previamente como luego de la confluencia del A° Alto Lindo, se encuentran depósitos de arenas finas, laminadas, indicando una pérdida de velocidad del flujo durante las crecidas, con alturas del nivel de agua que superan 3,5 m. También se asocian a esta pérdida de energía las distintas barras depositadas en la confluencia de los dos cursos. Desde su confluencia con el A° Alto Lindo, y hasta unirse con el río Las Tapias, el valle del río La Tapa posee un ancho variable entre 35 y 40 m.

A° Alto Lindo: en la estación de aforo N° 3 (Fig. III.5.3) el ancho del canal varía entre 1,5 y 3 m, mientras que el ancho medio del valle es de 15 m y la profundidad 1,5 m (Fig. III.7.34a). La relación ancho-profundidad posee un valor de 10. En la estación N° 4 (Fig. III.5.3) el canal tiene un ancho variable entre 2,5 y 4 m. La sección transversal posee un ancho medio de 25 m, con una profundidad a canal lleno de 1 m aproximadamente (Fig. III.7.34b), la relación ancho-profundidad aumenta a 25.



Figura III.7.32. Valle del río La Tapa en la estación de aforo N° 5 (Fig. III.5.3).



Figura III.7.33. Valle del río La Tapa en la estación de aforo N° 6 (Fig. III.5.3).



Figura III.7.34. a) Estación de aforo N° 3 (Fig. III.5.3) en A° Alto Lindo. b) Sección de aforo en A° Alto Lindo, previo a la confluencia con río La Tapa.

A° Vilchez: El valle de este curso es poco manifiesto, el canal tiene un ancho variable entre 10 y 15 m y una profundidad media de 0,6 m en las pampas graníticas, como se observa en la sección de aforo N° 9 (Fig. III.7.35-a), mientras que en algunos tramos más incididos se reduce a un valle profundo, también con dominio de lecho aluvional, con un ancho que no supera los 5 m y una profundidad media de 1 m (Fig. III.7.35-b). La relación ancho-profundidad es de 20,8 en las pampas graníticas y se reduce a 5 en los tramos incididos.



Figura III.7.35. a) Sección de aforo A° Vílchez (estación 9, Fig. III.5.3). b) Tramo incidido en A° Vílchez.

A° Papagayos: su valle es medianamente profundo, alcanzando valores de 8-12 m, el canal posee un ancho variable entre 10 y 15 m, y una profundidad media de 0,70 m (Fig. III.7.36). La relación ancho-profundidad es de 17,9.



Figura III.7.36. Proximidades de la estación de aforo en A° Papagayos (estación 10 – Fig. III.5.3).

Río Las Tapias: En el *tramo serrano*, su sección transversal a canal lleno tiene un ancho variable entre 8 y 15 m y una profundidad media de 0,60 m, siendo la relación ancho-profundidad máxima de 25. En el *ambiente extraserrano*, en los segmentos de diseño de canal *recto con lecho y márgenes rocosos* (Fig. III.7.16), el ancho de canal es inferior a los 20 m y la faja fluvial muy estrecha (no más de 40-50 m), mientras que en los *rectos de lecho rocoso y márgenes aluviales* el ancho de canal varía entre 10 y 30 m. En estos segmentos de canal la relación ancho-profundidad varía entre 12,5 y 30. Por su parte, el tramo clasificado como de "*baja sinuosidad*" posee un ancho de canal variable entre 30 y 60 m (localmente llega a 180 m), la relación ancho-profundidad es de 45 (Fig. III.7.37).

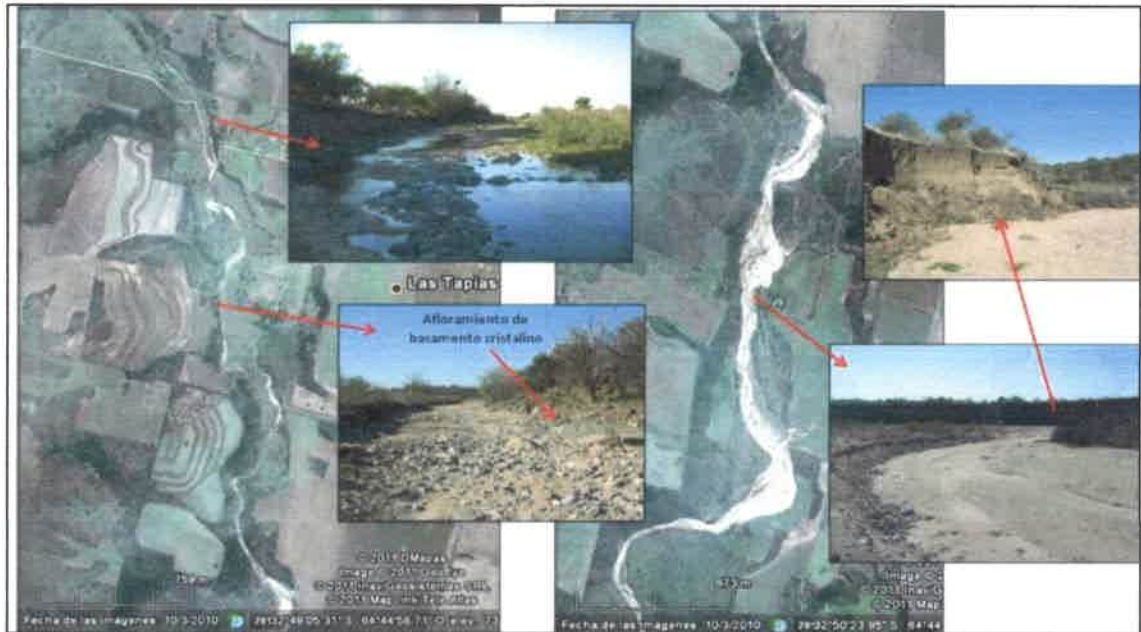


Figura III.7.37. Río Las Tapias en su tramo extraserrano, a la izquierda dos fotografías de secciones transversales en el tramo de diseño recto y a la derecha en el tramo de baja sinuosidad.

Río Las Cañitas: En el tramo de diseño de canal recto, el ancho del canal es del orden de 40-45 m y la profundidad a canal lleno 0,70 m. En el caso de los tramos de moderada sinuosidad, el ancho del canal varía entre 75 y 90 m, llegando localmente a 150 m, y la profundidad de 0,40-0,70 m (Fig. III.7.38). La relación ancho-profundidad es próxima a 60 en el tramo de diseño recto y varía entre 80 y 200 en los de diseño moderadamente sinuoso.



Figura III.7.38. Río Las Cañitas, a la izquierda y a la derecha dos fotografías de secciones transversales en los tramos de diseño de moderada sinuosidad, y en el centro dos fotografías de secciones en el tramo de diseño recto.

A modo de visualizar mejor los datos presentados en este apartado, se presenta en la Figura III.7.39 la variación espacial de la relación ancho/profundidad a nivel de cuenca.

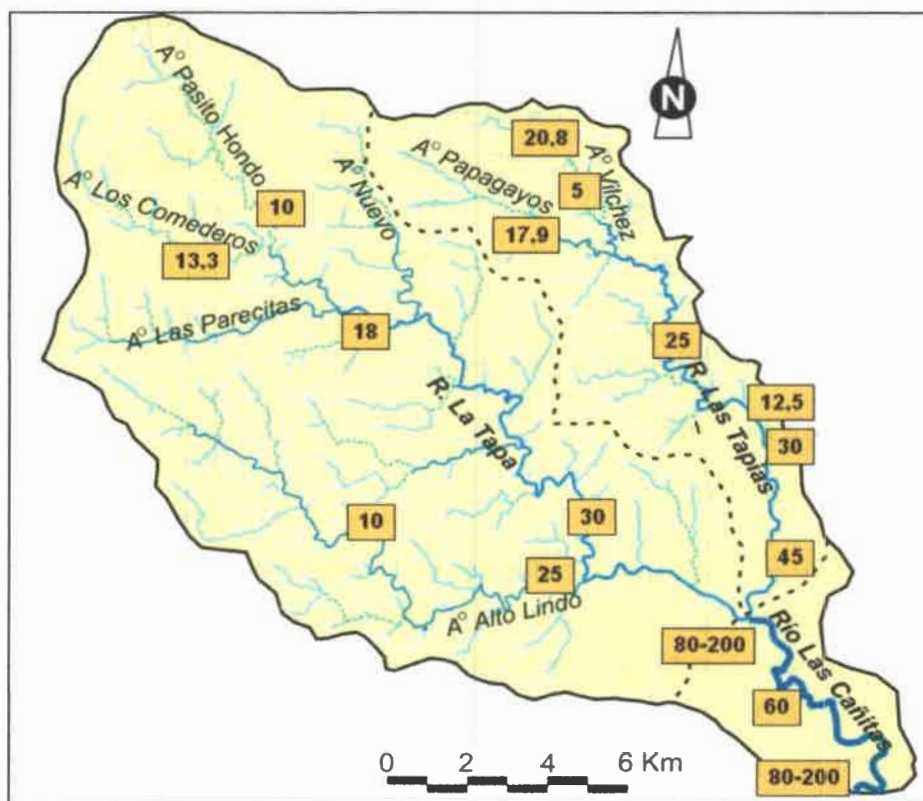


Figura III.7.39. Variación de la relación ancho-profundidad a lo largo de la cuenca Las Cañitas.

III.7.3 - CARACTERIZACIÓN DE LA CARGA TRANSPORTADA

III.7.3.1 - Metodología

Con el propósito de caracterizar la carga transportada, se realizó un muestreo de sedimentos de fondo de los principales cursos de la cuenca, en diferentes condiciones hidrológicas. Así se tomaron muestras de barras (que representan eventos de crecidas) y de canal (Fig. III.7.35). El mismo se llevó a cabo en noviembre del 2010, a excepción de la muestra del A° Los Comederos (septiembre del 2010). Posteriormente se adicionaron dos muestras del río Las Cañitas en junio del 2012.

Para obtener la distribución por tamaño de partícula de las fracciones más finas, se procedió al secado de las muestras a temperatura ambiente, posterior cuarteo y tamizado mediante un agitador de tamices tipo rot-up. La secuencia de

tamices empleada fue: $\frac{3}{4}$, 5, 10, 18, 35, 60, 120, 230 y fondo. Para la determinación de las fracciones más gruesas, se obtuvieron fotografías en campo y se efectuó el tratamiento digital de las mismas con el programa AutoCAD, mediante digitalización de los distintos clastos y posterior determinación de las áreas ocupadas por las distintas fracciones granulométricas.

Además, en cada aforo realizado se recogieron muestras de agua, para la determinación de la concentración de sólidos en suspensión en laboratorio, a partir de la comparación peso húmedo/peso seco de un volumen de agua conocido. Se obtuvo finalmente el caudal sólido para cada aforo realizado.

III.7.3.2 - Análisis granulométrico de la carga de fondo

Subcuenca del río La Tapa

Arroyo Los Comederos

Los materiales que componen las barras de este curso, en el sector de pampas de altura (muestra 1, Fig. III.7.40 y III.7.41) exhiben una distribución granulométrica bimodal, con dominancia de la fracción grava gruesa (13,64%) y arena muy gruesa (8,66%) (Fig. III.7.42). La competencia determinada en campo es del orden de 12 cm y la selección es pobre. Los clastos son en su mayor parte de composición metamórfica (gneises, migmatitas, milonitas) y pegmatítica, angulosos a subangulosos.

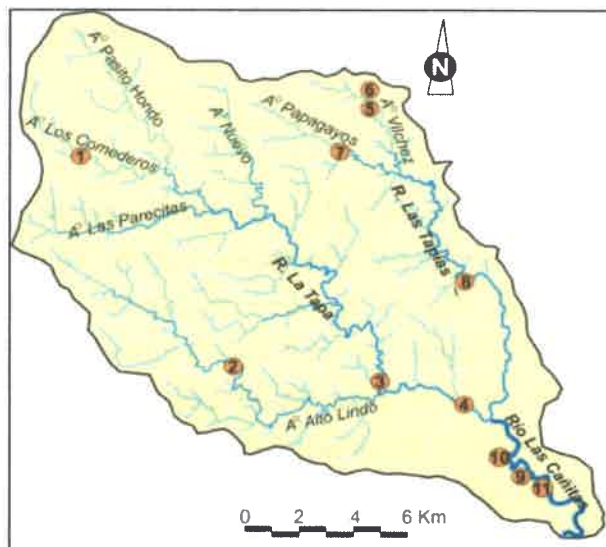


Figura III.7.40. Localización de las 11 muestras de materiales de fondo analizadas en la cuenca del río Las Cañitas.



Figura III.7.41. Detalle de barra de crecida en A° Los Comederos (jalón segmentado cada 20 cm).

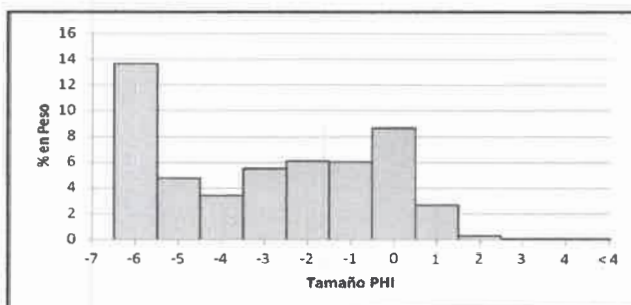


Figura III.7.42. Granulometría de la barra de crecida en A° Los Comederos (Muestra 1, Fig. III.7.40).

Arroyo Alto Lindo

El análisis granulométrico de una barra de crecida (muestra N°2, Fig. III.7.40 y III.7.43) se presenta en la Figura III.7.44, donde se observa una marcada bimodalidad, con dominio de gravas gruesas (25,32%) y gravillas (11,07%). La competencia estimada es de 80 cm de eje mayor. La selección es muy pobre, los clastos son angulosos a subangulosos, fundamentalmente de composición metamórfica (migmatitas, gneises) con pegmatitas subordinadas.



Figura III.7.43. Detalle barra de crecida A° Alto Lindo.

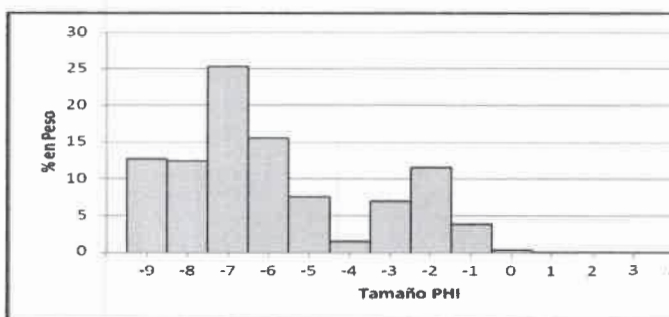


Figura III.7.44. Granulometría de los materiales de fondo (barra de crecida) en A° Alto Lindo (muestra N° 2, Fig. III.7.40).

Río La Tapa, tramo medio e inferior

La granulometría de los materiales de canal del río La Tapa, aguas arriba de la confluencia con el A° Alto Lindo (muestra N° 3, Fig. III.7.40 y III.7.45), exhibe una

distribución claramente bimodal, con modas en los tamaños grava mediana (29,07%) y arena muy gruesa (17,56%) (Fig. III.7.46).



Figura III.7.45. Río La Tapa en su confluencia con el A° Alto Lindo (30/11/10).

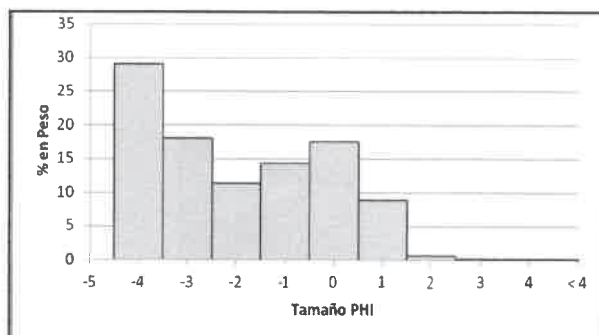


Figura III.7.46. Granulometría de los materiales del canal en el río La Tapa, muestra N° 3 (Fig. III.7.40)

Aguas abajo de esta unión (muestra N° 4, Fig. III.7.40), los materiales de barra mostraron una distribución polimodal, con picos en grava gruesa, grava mediana y arena muy gruesa, las dos primeras fracciones representan aproximadamente el 20% de la muestra y la última el 12,9% (Figs. III.7.47 y III.7.48). Se observó que la carga psefítica (de hasta 50 cm de eje mayor) posee buena imbricación, siendo los clastos subangulosos a subredondeados. La composición dominante es metamórfica (gneises, migmatitas, milonitas), con un pequeño porcentaje de clastos pegmatíticos.



Figura III.7.47. Barra psefítica representando los materiales de fondo, muestra N° 4 (jalón segmentado cada 20 cm).

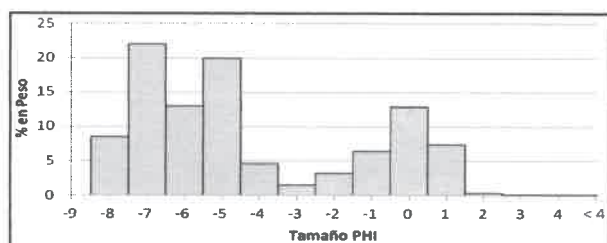


Figura III.7.48. Granulometría de los sedimentos de la muestra N° 4 (Fig. III.7.40).

Subcuenca del río Las Tapias

Arroyo Vilchez

Un detalle de la granulometría transportada en sus crecidas es mostrada en la Figura III.7.49 (localización en Fig. III.7.40, muestra N° 5). La competencia es de clastos de aproximadamente 20 cm de eje mayor, fundamentalmente de composición

granítica. El histograma con las respectivas clases granulométricas muestra una distribución bimodal, con dominancia de gravas gruesas (14,97%) y sábulos (16,96%) (Fig. III.7.50). La selección es pobre, y los clastos son en general subredondeados.

También se presenta en la Figura III.7.51 un análisis granulométrico de una muestra de sedimentos de canal tomada en un afluente del A° Vilchez, de carácter efímero (muestra N° 6, Fig. III.7.40), que confluye al A° Vilchez unos 900 m aguas arriba de la estación de aforo. La distribución en este caso es unimodal, con pobre selección y dominando las arenas muy gruesas con el 32,22% de la muestra. La competencia observada en campo es de 30-40 cm.



Figura III.7.49. Fracción psefítica en A° Vilchez, canal secundario (jalón segmentado cada 20 cm).

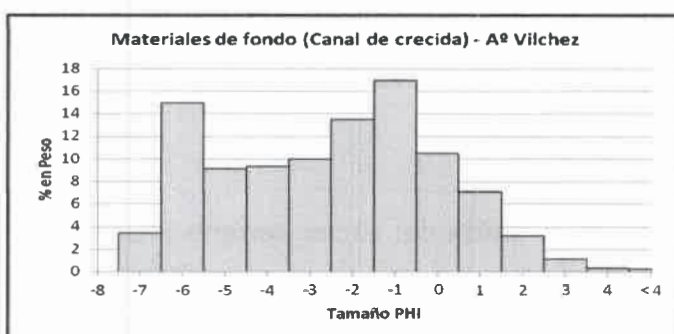


Figura III.7.50. Granulometría de los materiales del canal de crecida de la muestra N° 5 (Fig. III.7.40).

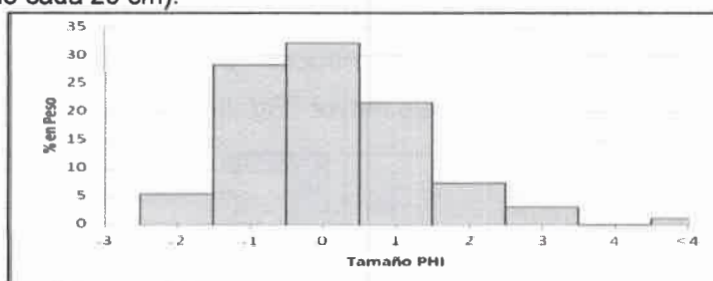


Figura III.7.51. Granulometría de los materiales de fondo (canal) de un afluente del A° Vilchez (muestra N° 6, Fig. III.7.40).

Arroyo Papagayos

En este caso la muestra de canal (muestra N° 7, Fig. III.7.40) tiene una distribución bimodal, con una moda bien marcada en la fracción grava gruesa (32,24%), y otra en arena muy gruesa (8,66%) (Figs. III.7.52 y III.7.53). La competencia determinada en campo es de clastos mayores a 1 metro de eje mayor, de composición metamórfica (migmatitas-gneises). Se observó importante imbricación de

clastos de aproximadamente 30 cm de eje mayor. Los materiales poseen una pobre selección.

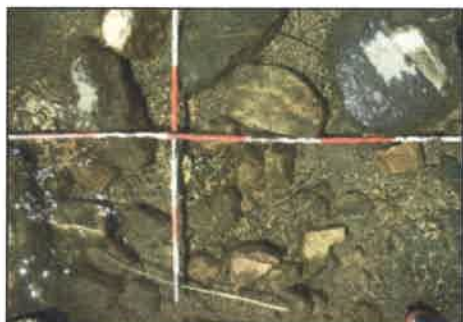


Figura III.7.52. Detalle de la fracción psefítica en A° Papagayos, muestra N° 7 (jalón segmentado cada 20 cm).

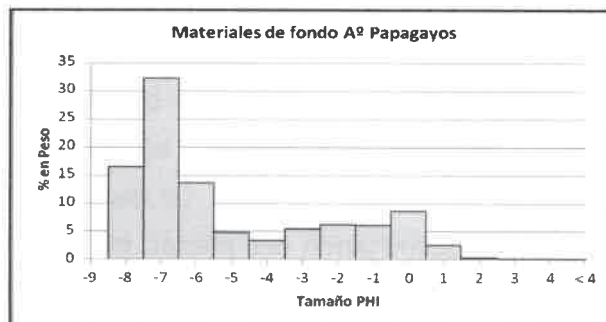


Figura III.7.53. Granulometría de los materiales del canal en A° Papagayos (muestra N° 7, Fig. III.7.40).

Río Las Tapias

A la salida del sector serrano (muestra N° 8, Fig. III.7.40) se analizaron los materiales de fondo del canal, cuya distribución granulométrica es unimodal, con el 33% de la muestra en la fracción tamaño sábulo (Figs. III.7.54). Esta muestra corresponde al sector del vaso de la obra transversal existente en la estación limnigráfica de la SSRH (estación de aforo N° 11).

En el tramo extraserrano, previo a la confluencia con el río La Tapa, los materiales del lecho muestran una distribución bimodal, con una competencia aproximadamente de hasta 50 cm de eje mayor (Fig. III.7.55).

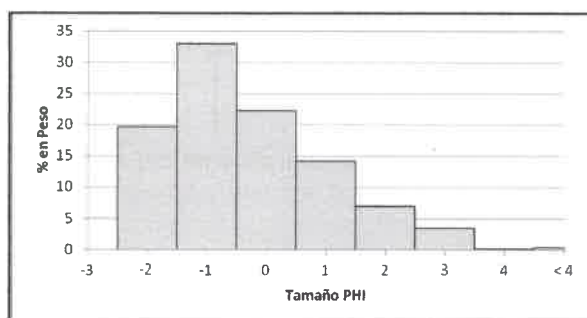


Figura III.7.54. Granulometría de los materiales del canal del río Las Tapias (muestra N° 8, Fig. III.7.40).



Figura III.7.55. Río Las Tapias en su tramo extraserrano, aproximadamente 3,3 Km aguas abajo de la muestra N° 8 (Fig. III.7.40).

Río Las Cañitas

La granulometría de los materiales de fondo se analizó en tres sitios (muestras N° 9, 10 y 11, Fig. III.7.40) y son presentados en las Figuras III.7.56 a III.7.6, donde se muestra la gráfica con la distribución granulométrica y la fotografía de la barra o el canal correspondiente al sitio analizado.

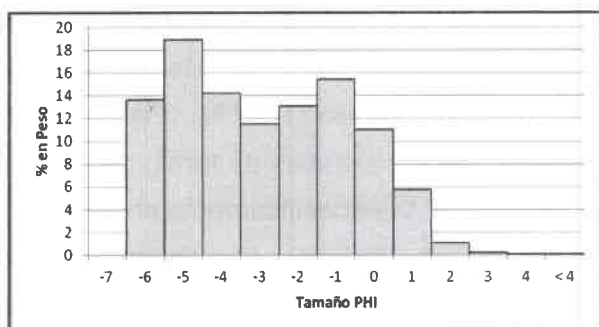


Figura III.7.56. Granulometría de barra, sector puente sobre río Las Cañitas (muestra N° 9, Fig. III.7.40).



Figura III.7.57. Barra de crecida analizada en la Figura III.7.56 (jalón segmentado cada 20 cm).

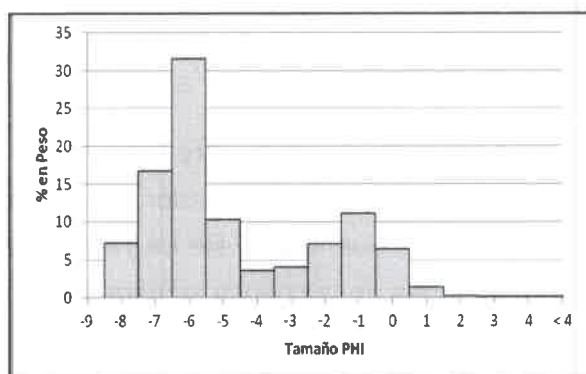


Figura III.7.58. Granulometría de barra en río Las Cañitas (muestra N° 10, Fig. III.7.40), 1700 m aguas arriba del puente.



Figura III.7.59. Barra de crecida analizada en la Figura III.7.58 (jalón segmentado cada 20 cm).

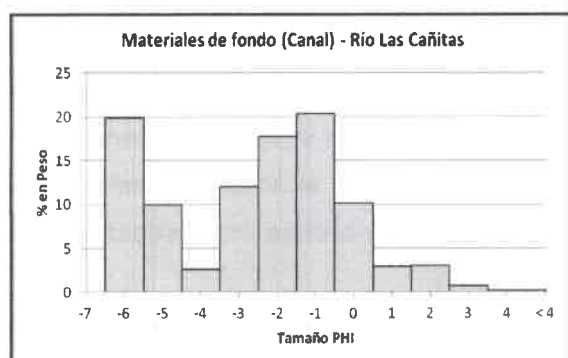


Figura III.7.60. Granulometría de los materiales de fondo (Canal) - Río Las Cañitas



Figura III.7.61. Vista del río Las Cañitas y

de fondo de canal en la sección del limnómetro (muestra N° 11, Fig. III.7.40). materiales del canal analizados en la Figura III.7.60.

Para la muestra N° 9 (barra) se observa una distribución bimodal, con un dominio de las fracciones grava mediana (18,9%) y sábulo (15,45%) (Figs. III.7.56 y III.7.57). La muestra N° 10 corresponde a materiales de otra barra localizada unos 1700 m aguas arriba de la muestra N° 9. Las modas en este caso son más marcadas y corresponden a las fracciones grava gruesa (31,61%) y sábulo (11,09%) (Figs. III.7.58 y III.7.59). Finalmente, la muestra N° 11 corresponde a materiales de fondo del canal, y se localiza unos 750 m aguas abajo de la muestra N° 9 (específicamente en el sector donde se ha instalado el limnómetro en el río Las Cañitas). Su distribución es claramente bimodal, con dominio de las fracciones grava gruesa y sábulo, ambas con porcentajes muy próximos al 20% (Figs. III.7.60 y III.7.61).

La composición de los clastos es metamórfica (distintas rocas presentes en la cuenca), granítica (facies del plutón Alpa Corral), pegmatítica, y de la Formaciones Pampeano y Chocancharava (clastos fuertemente cementados). Los clastos son fundamentalmente subangulosos y subredondeados, y también redondeados (graníticos), presentando una pobre selección.

Todas las muestras analizadas en la cuenca mostraron una pobre a muy pobre selección. Haciendo un análisis de la variación del tamaño y grado de redondez de los clastos con la distancia de transporte, se observa para la **cuenca del río La Tapa**, que las **barras de crecida** analizadas en distintas posiciones de la cuenca se caracterizan por el dominio de los tamaños gravas gruesas-arenas muy gruesas, o gravas gruesas-gravillas, siendo en general distribuciones bimodales, y sus clastos angulosos a subangulosos. En los materiales de fondo de **canal** analizados a la salida del sector serrano (muestra N° 4, Fig. III.7.48) dominan las gravas medianas y arenas gruesas-muy gruesas, y en la carga psefítica los clastos ya se presentan subangulosos a subredondeados.

Respecto a la **cuenca del río Las Tapias**, en el ambiente granítico, los materiales **de crecida** mostraron dominio de gravas gruesas y sábulos, mientras que en el **canal** (muestra N° 6) de arenas gruesas a sábulos. En el ambiente metamórfico (A° Papagayos) dominan en el canal las gravas gruesas y arenas muy gruesas, y los clastos son angulosos/subangulosos.

En el **río Las Cañitas**, tanto en barras como en el canal, dominaron las gravas medias-gruesas y sábulos, y los clastos se observaron subangulosos,

subredondeados y redondeados, en función de las distintas litologías presentes en la cuenca.

En general se observa variación del grado de redondez con cambios en el tamaño de grano, en las fracciones psefiticas gruesas dominan clastos subredondeados, mientras que en las arenosas-areno gravosas son más angulosos.

III.7.3.4 - Análisis de la carga en suspensión

En la Tabla III.7.5 se presenta una síntesis de las concentraciones de sólidos en suspensión (Cs) calculadas para cada aforo realizado (ver estaciones de aforo en la Fig. III.5.3). Se ha colocado en cada caso el correspondiente caudal líquido (Ql) y caudal sólido (Qs).

Analizando los arroyos que drenan las secuencias loésicas/loessoides en la pampa de altura, puede observarse en el caso del A° Los Comederos, que la Cs varía desde 0 a 0,04 gr/L, no evidenciándose relación aparente con el caudal (Fig. III.7.62), tanto dentro de las condiciones de estiaje (meses húmedos vs. meses más secos), como así tampoco en situaciones de crecida, por ejemplo el 30/11/10, donde en una leve crecida la Cs es menor que en otros muestreos realizados. En esta oportunidad el Qs alcanzó los 4,5 gr/seg (Fig. III.7.63-a). El valor elevado obtenido para el muestreo del 17/2/11 en el A° Los Comederos puede asociarse a que ese día existía movimiento de hacienda en el sector, lo cual pudo haber generado la remoción de materiales en el canal.

Para el A° Pasito Hondo, la Cs ha variado entre 0 y 0,03 gr/l, a excepción del muestreo del 30/11/10 (cola de crecida) en que alcanzó los 0,04 gr/l (Fig. III.7.64). Este valor, si bien es igual al obtenido para el A° Los Comederos para esa misma fecha, lleva en el caso del Pasito Hondo a un Qs de 15,38 gr/seg (Tabla III.7.5).

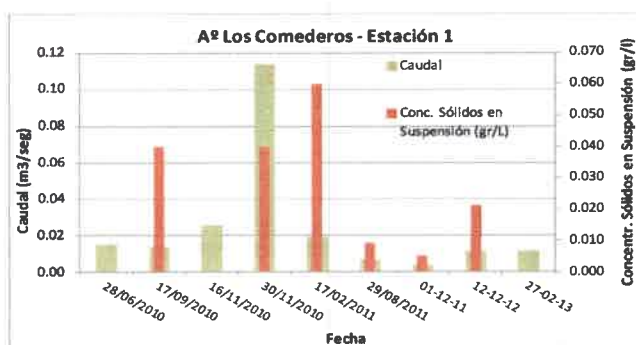


Figura III.7.62. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del A° Los Comederos-Estación de aforo N° 1 (Fig. III.5.3).

Tabla III.7.5. Concentración de sólidos en suspensión, caudal líquido y caudal sólido para los aforos realizados en las diferentes estaciones de la cuenca Las Cañitas. Los renglones en colores corresponden a situaciones de bajante de crecidas,

Estación de Aforo	Curso	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Conc. Sól. Susp. (gr/l)	Caudal Sólido (gr/s)	Estación de Aforo	Curso	Fecha	Caudal (m ³ /s)	Conc. Sól. Susp. (gr/l)	Caudal Sólido (gr/s)
1	A° Los Comederos	28/08/2010	0.015	0.000	0.00	9	A° Vilchez	11/02/2010	0.018	0.000	0.00
1	A° Los Comederos	17/09/2010	0.014	0.040	0.56	9	A° Vilchez	16/03/2011	0.026	0.009	0.24
1	A° Los Comederos	16/11/2010	0.025	0.000	0.00	9	A° Vilchez	26/04/2011	0.017	0.016	0.27
1	A° Los Comederos	30/11/2010	0.113	0.040	4.53	9	A° Vilchez	05/08/2011	0.012	0.015	0.17
1	A° Los Comederos	17/02/2011	0.019	0.060	1.11	9	A° Vilchez	01/12/2011	0.013	0.021	0.28
1	A° Los Comederos	29/08/2011	0.007	0.009	0.06	9	A° Vilchez	12/12/2012	0.164	0.050	8.20
1	A° Los Comederos	16/12/2011		0.013		9	A° Vilchez	27/02/2012	0.027	0.020	0.54
1	A° Los Comederos	01/12/2011	0.004	0.005	0.02	10	A° Papagayos	02/11/2010	0.069	0.000	0.00
1	A° Los Comederos	12/12/2012	0.011	0.021	0.23	10	A° Papagayos	16/03/2011	0.054	0.028	1.51
1	A° Los Comederos	27/02/2013	0.011	0.000	0.00	10	A° Papagayos	26/04/2011	0.047	0.003	0.14
2	A° Pasito Hondo	28/08/2010	0.067	0.000	0.00	10	A° Papagayos	05/08/2011	0.020	0.026	0.52
2	A° Pasito Hondo	30/11/2010	0.364	0.040	15.38	10	A° Papagayos	01/12/2011	0.010	0.019	0.18
2	A° Pasito Hondo	29/08/2011	0.011	0.010	0.11	10	A° Papagayos	27/02/2012	0.019	0.012	0.23
2	A° Pasito Hondo	01/12/2011	0.019	0.024	0.46	11	Río Las Tapias *	28/08/2010	0.092	0.069	6.35
2	A° Pasito Hondo	12/12/2012	0.022	0.032	0.70	11	Río Las Tapias	19/08/2010	0.069	0.000	0.00
2	A° Pasito Hondo	27/02/2013	0.012	0.020	0.24	11	Río Las Tapias	11/02/2010	0.151	0.000	0.00
3	A° Alto Lindo	16/11/2010	0.153	0.008	1.22	11	Río Las Tapias *	16/03/2011	0.113	0.003	0.34
4	A° Alto Lindo	16/11/2010	0.228	0.007	1.60	11	Río Las Tapias *	26/04/2011	0.066	0.001	0.07
4	A° Alto Lindo	30/11/2010	1.160	0.011	12.76	11	Río Las Tapias ***	05/08/2011	0.039	0.000	0.00
4	A° Alto Lindo	16/03/2011	0.251	0.014	3.51	11	Río Las Tapias ***	01/12/2011	0.035	0.025	0.88
4	A° Alto Lindo	26/04/2011	0.208	0.003	0.62	11	Río Las Tapias	14/02/2012	0.481	0.024	11.54
4	A° Alto Lindo	05/08/2011	0.111	0.017	1.89	11	Río Las Tapias	04/08/2012	0.140	0.000	0.00
4	A° Alto Lindo	01/12/2011	0.077	0.012	0.92	11	Río Las Tapias	22/11/2012	2.210	0.074	163.54
4	A° Alto Lindo	14/02/2012	0.186	0.005	0.93	11	Río Las Tapias	12/12/2012	0.599	0.024	14.38
4	A° Alto Lindo	04/08/2012	0.370	0.033	12.21	11	Río Las Tapias	27/02/2013	0.089	0.006	0.53
4	A° Alto Lindo	22/11/2012	3.130	0.039	122.07	11	Río Las Tapias	01/10/2013	0.030	0.000	0.00
4	A° Alto Lindo	12/12/2012	0.484	0.029	14.04	11	Río Las Tapias	26/03/2014	0.690	0.094	64.66
4	A° Alto Lindo	27/02/2013	0.16	0.010	1.56	12	Río Las Tapias	19/08/2010	0.000		0.00
4	A° Alto Lindo	01/10/2013	0.23	0.010	2.30	12	Río Las Tapias	16/03/2011	0.000		0.00
5	Río La Tapa	30/11/2010	0.681	0.031	21.12	12	Río Las Tapias	26/04/2011	0.000		0.00
5	Río La Tapa	29/08/2011	0.035	0.012	0.42	12	Río Las Tapias	05/08/2011	0.000		0.00
5	Río La Tapa	01/12/2011	0.050	0.028	1.40	12	Río Las Tapias	01/12/2011	0.000		0.00
5	Río La Tapa	27/02/2013	0.029	0.007	0.20	12	Río Las Tapias	06/04/2012	0.000		0.00
6	Río La Tapa	16/11/2010	0.444	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	28/08/2010	2.357	0.000	0.00
6	Río La Tapa	30/11/2010	5.064	0.030	151.91	13	Río Las Cañitas	02/11/2010	0.455	0.000	0.00
6	Río La Tapa	16/03/2011	0.462	0.002	0.92	13	Río Las Cañitas	30/11/2010	5.539	0.023	127.39
6	Río La Tapa	26/04/2011	0.192	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	16/03/2011	0.301	0.000	0.00
6	Río La Tapa	05/08/2011	0.155	0.019	2.95	13	Río Las Cañitas **	26/04/2011	0.157	0.000	0.00
6	Río La Tapa	01/12/2011	0.229	0.005	1.15	13	Río Las Cañitas	05/08/2011	0.045	0.042	1.89
6	Río La Tapa	14/02/2012	0.771	0.119	91.75	13	Río Las Cañitas	01/12/2011	0.048	0.035	1.68
6	Río La Tapa	27/02/2013	0.173	0.018	3.11	13	Río Las Cañitas	14/02/2012	0.655	0.046	30.13
7	Río La Tapa	11/02/2010	0.451	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	06/03/2012	5.830	0.030	174.90
7	Río La Tapa	14/02/2012	0.898	0.044	39.51	13	Río Las Cañitas	04/06/2012	0.477	0.047	22.42
7	Río La Tapa	12/12/2012	0.883	0.015	13.25	13	Río Las Cañitas	25/10/2012	3.340	0.005	16.70
7	Río La Tapa	27/02/2013	0.433	0.009	3.90	13	Río Las Cañitas	22/11/2012	20.650	0.366	7557.90
7	Río La Tapa	01/10/2013	0.153	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	12/12/2012	0.978	0.029	26.36
8	Río La Tapa	19/08/2010	0.219	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	27/12/2012	0.516		0.00
8	Río La Tapa	16/03/2011	0.340	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	07/02/2013	0.473	0.000	0.00
8	Río La Tapa	26/04/2011	0.323	0.000	0.00	13	Río Las Cañitas	27/02/2013	0.279	0.000	0.00
8	Río La Tapa	05/08/2011	0.155	0.005	0.78	13	Río Las Cañitas	01/10/2013	0.020	0.000	0.00
8	Río La Tapa	01/12/2011	0.171	0.221	37.79	13	Río Las Cañitas	14/11/2013	0.240	0.000	0.00
8	Río La Tapa	04/08/2012	0.740	0.037	27.38	13	Río Las Cañitas	26/03/2014	2.310	0.033	76.23
13	Río Las Cañitas	14/02/2014	180	0.7635	137430.0	13	Río Las Cañitas	22/02/2014	42.56	0.112	4766.72
14	A° Nuevo	01/12/2011	0.0236	0.024	0.57						

* Aforo en canal natural, 50 m aguas arriba de la estación limnigráfica de SSRH
 ** Aforo en dos canales naturales, 50 m aguas abajo de la sección habitual
 *** Aforo en canal rocoso 200 m agua debajo de la estación limnigráfica de SSRH

Dado el uso ganadero extensivo que se realiza en las pampas de altura, es posible que la concentración de sólidos en suspensión en estos arroyos se vea afectada en algunas ocasiones por la remoción de materiales finos por el ganado que abreva en el canal.

Respecto al A° Alto Lindo, la Cs mostró valores en general inferiores a los 0,015 gr/l, sin relación aparente con el caudal. Sin embargo, en algunas crecidas como la del 22/11/12 mostró una Cs de más del doble de las condiciones de estiaje, alcanzando un Qs de 122 gr/seg (Fig. III.7.65 y Tabla III.7.5). En la crecida menor del 30/11/10, si bien el río estaba con mayor caudal, la turbidez era muy baja, y la Cs fue de aproximadamente 0,010 gr/l (Fig. III.7.63-b).



Figura III.7.63. a) A° Los Comederos (est. de aforo N° 1, Fig. III.5.3), b) A° Alto Lindo (est. de aforo N° 4) y c) río La Tapa en el muestreo del 30/11/10 (est. de aforo N° 5).

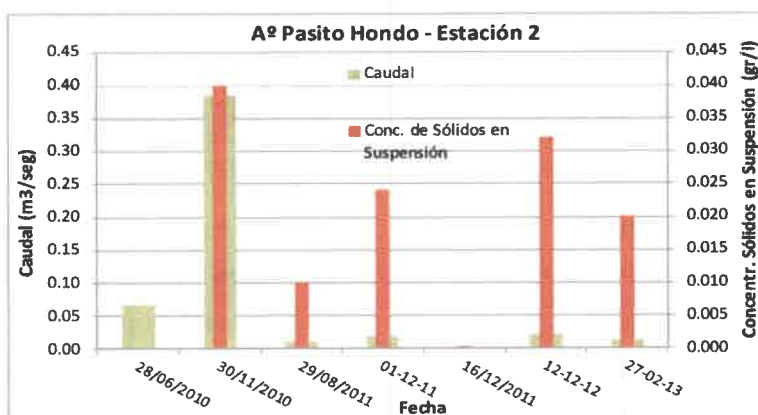


Figura III.7.64. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del A° Pasito Hondo, estación de aforo N° 2 (Fig. III.5.3).

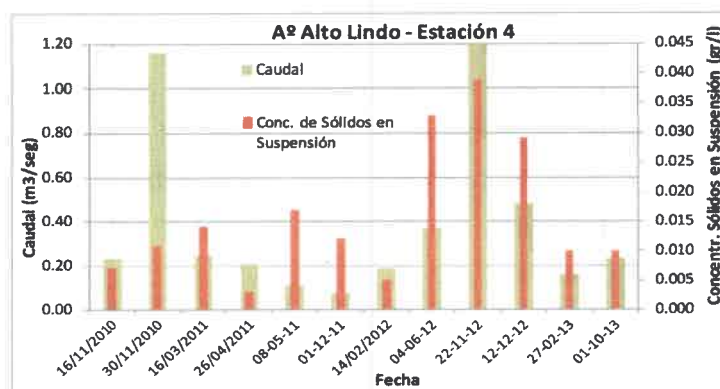


Figura III.7.65. Caudales y concentración de sólidos en suspensión a la salida del A° Alto Lindo, estación de aforo N° 4 (Fig. III.5.7.3).

Para el río La Tapa, en la estación de aforo N° 5 (Fig. III.5.3), la Cs fue siempre baja, incluso en la muestra correspondiente al aforo del 30/11/10, donde el caudal medido fue cercano a los 0,7 m³/seg (Fig. III.7.66 y III.7.63-c). En la estación de aforo 6 (Fig. III.5.3) siempre fueron inferiores a 0,02 gr/l, se mostraron algo más elevados en la crecida del 30/11/10 (0,03 gr/l) y en la del 14/02/12 (0,12 gr/l, y un Qs de 91,75 gr/seg) (Fig. III.7.67, Tabla III.7.5). Este último valor se asociaría a materiales finos aportados desde áreas que sufrieron incendios durante la primavera del 2011 (específicamente en subcuenca La Tapa, ya que el A° Alto Lindo no creció en esta oportunidad). Durante la crecida del 14/02/12, pudo observarse que el agua del río La Tapa presentaba importante turbidez, comparada a la crecida del 30/11/10.

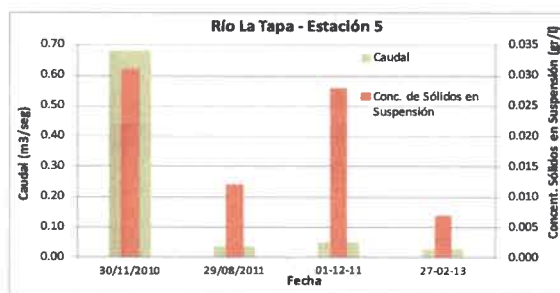


Figura III.7.66. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del río La Tapa (estación 5, Fig. III.5.3).

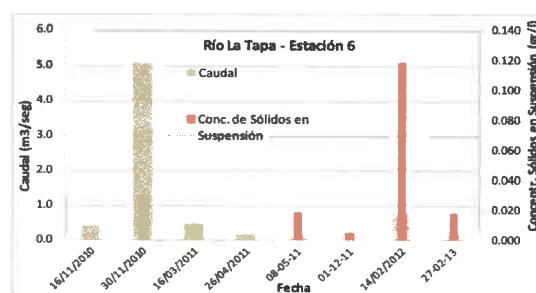


Figura III.7.67. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del río La Tapa en estación 6 (Fig. III.5.3).

En las estaciones 7 y 8 (Fig. III.5.3), las Cs fueron muy bajas (0-0,05 gr/l) exceptuando el valor obtenido el 1/12/11, anómalamente más alto. Este último caso se asocia posiblemente a que en esta oportunidad se registró la presencia de ganado en el sector, lo que pudo haber generado remoción de materiales finos en el canal aguas arriba del sitio de muestreo. En la crecida del 14/02/12, y como se registró en otros sitios aforados, la concentración fue más alta que los valores del resto 0,044 gr/l (Fig. III.7.68 a y b).

Los arroyos Vílchez y Papagayos (estaciones 9 y 10, respectivamente, Fig. III.5.3) mostraron en general Cs menores a 0,021 y 0,028 gr/l, respectivamente (Figs. III.7.69 y III.7.70). El valor elevado del 12/12/12 en el A° Vílchez corresponde a un muestreo en bajada de una leve crecida. Los Qs calculados para condiciones de estiaje fueron en general menores a 0,5 gr/seg para el A° Vílchez y menores a 1,5 gr/seg en el Papagayos (Tabla III.7.5).

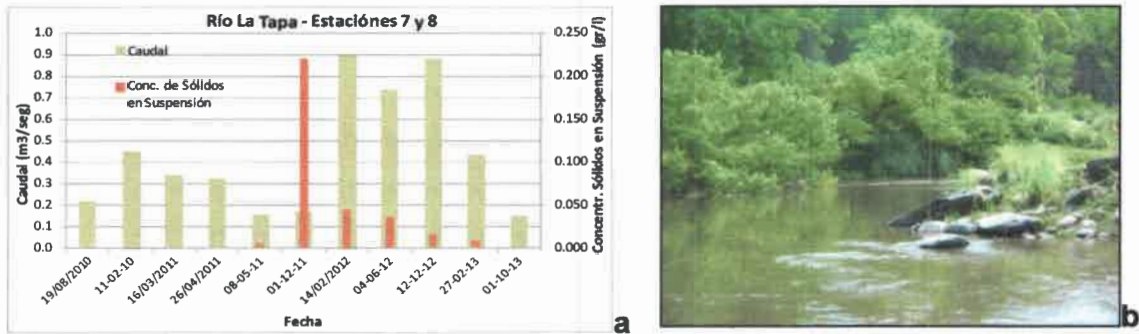


Figura III.7.68. a) Caudales y concentración de sólidos en suspensión en río La Tapa, estaciones de aforo 7 y 8 (Fig. III.5.3). b) Río La Tapa en proximidades de la estación 7, 14/2/12.

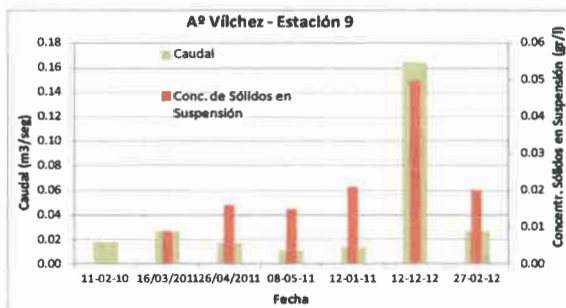


Figura III.7.69. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del A° Vilchez (est. 9, Fig. III.5.3).

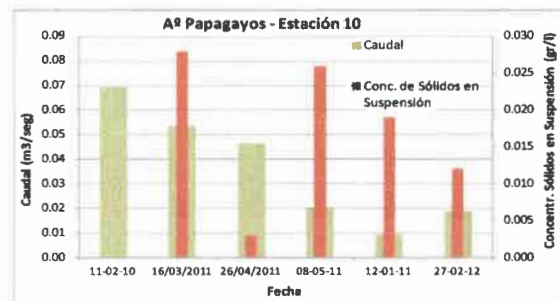


Figura III.7.70. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del A° Papagayos (est. 10, Fig. III.5.3).

En el río Las Tapias (estación de aforo 11, Fig. III.5.3), las Cs mostraron concentraciones inferiores a 0,03 gr/l, y al igual que en el resto de las estaciones no muestran relación con el caudal durante las condiciones de estiaje, inclusive en dos oportunidades se obtuvieron Cs entre 0,07 y 0,09 gr/l, a caudales muy diferentes (Fig. III.7.71 y Tabla III.7.5). Para la crecida del 22/11/12 la Cs también fue de 0,07 gr/l, y el Qs calculado de 163,5 gr/seg.



Figura III.7.71. Caudales y concentración de sólidos en suspensión en río Las Tapias (estación 11, Fig. III.5.3).

Finalmente, en el río Las Cañitas (estación 13, Fig. III.5.3) las Cs por lo general se encuentran por debajo de los 0,05 gr/l (Fig. III.7.72). En algunos aforos donde los caudales fueron mayores (en torno a los 5,5-6 m³/seg, el 30/11/10 y el 9/3/12), los Qs alcanzaron los 130 – 175 gr/seg. Se destaca la crecida del 22/11/12 con más altos QI y Cs, y donde el Qs calculado fue de 7557,9 gr/seg (Tabla III.7.5 y Fig. III.7.73).

En dos oportunidades en que se observaron momentos más cercanos al pico de crecidas, el 14/2/14 y el 22/2/14 (Figs. III.7.74 y III.7.75), la Cs obtenida en los muestreos fue de 0,76 y 0,11 gr/l, respectivamente. A partir de los caudales estimados (con velocidad por método del flotador) en el momento de cada muestreo (180 y 42,5 m³/seg) se calculó un Qs de 136,8 Kg/seg y 4,7 Kg/seg, respectivamente.

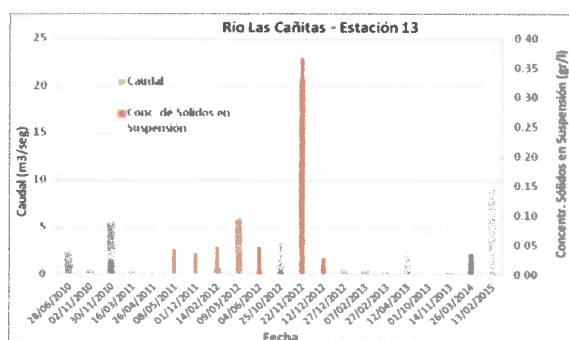


Figura III.7.72. Caudales y concentración de sólidos en suspensión del río Las Cañitas (est. 13, Fig. III.5.3). El 12/04/13 y 13/02/15 no fue determinado Cs.



Figura III.7.73. Vista del río Las Cañitas, estación 13 (Fig. III.5.3), crecida 22/11/12.



Figura III.7.74. Vista del río Las Cañitas, estación 13 (Fig. III.5.3), crecida 14/02/14.



Figura III.7.75. Vista del río Las Cañitas, estación 13 (Fig. III.5.3), crecida 22/02/14.

Considerando los datos presentados, si se efectúa un análisis espacial de la distribución de las Cs en dirección aguas abajo, sin considerar los valores más elevados correspondientes a bajantes de crecidas, o vinculados al uso del suelo, se observa que las variaciones son muy poco significativas. Para la subcuenca del río La

Tapa, la Cs disminuye muy levemente desde los afluentes que drenan las pampas de altura (valores menores a 0,02-0,04 gr/l) hacia el río La Tapa en su cuenca media (estación N° 5, Cs menores a 0,015 gr/l) e inferior (estación N° 6, menores a 0,02 gr/l). Luego de la confluencia del A° Alto Lindo, con Cs del orden de 0,015 gr/l, el río La Tapa incrementa la Cs, aunque no supera los 0,05 gr/l.

Por otra parte, en la subcuenca del río Las Tapias, prácticamente no se observan variaciones desde sus afluentes en la cuenca alta (Cs menores a 0,02 en A° Vilchez y menores a 0,028 en A° Papagayos) hacia la salida del sector serrano (menores a 0,03 gr/l en la estación N° 11).

En el río Las Cañitas la Cs se mantiene con valores similares al río La Tapa en las estaciones 7-8 (menores a 0,05 gr/l) ya que el río Las Tapias, es efímero en su tramo inferior.

III.7.4 - ANÁLISIS MORFODINÁMICO

III.7.4.1 - Metodología

Inicialmente se presentan, para la cuenca entera del río Las Cañitas, diferentes mapas derivados del modelo de elevación digital del terreno Aster GDEM (30 m de resolución), obtenidos utilizando el módulo "Terrain Analysis" del SIG SAGA, entre ellos el del índice de potencia del flujo superficial (Stream Power Index), el Índice de Humedad (Wetness Index), y el del grado de incisión de los cauces (Altitude Above Channel Network).

Por otra parte, a través del análisis e interpretación de cartografía de diferentes épocas y escalas, se determinaron los distintos rasgos de erosión presentes en la cuenca, y especialmente los procesos activos asociados a los cauces principales en el sector extraserrano. Se utilizaron fotografías aéreas de los años 1970 y 1989, e imágenes satelitales Google Earth (año 2010) y Landsat 5TM (2008). Por comparación de esta cartografía se determinaron tasas de erosión lateral en los tramos pedemontanos de los ríos de la cuenca, sectores de erosión de fondo, de transporte y sedimentación.

Los trabajos de campo complementaron la caracterización morfológica, a través de la observación de procesos activos (márgenes activas, procesos evolución de laderas), relevamiento litológico de materiales de márgenes y lecho en sitios

erosivos, muestreo de sedimentos cohesivos para efectuar determinaciones geomecánicas, medición de potencia de aluvión, altura de barras, entre otros. Además se efectuaron consultas a pobladores locales fundamentalmente para obtener información de cambios observados en las últimas décadas, distribución espacial de los mismos, vinculación con eventos de crecidas, etc.

III.7.4.2 - Distribución espacial de los procesos de erosión, transporte y sedimentación

III.7.4.2.1 – Índices derivados de la topografía

El denominado **Índice de la Potencia del Flujo Superficial (*Stream Power Index*)** es un estimador de la fuerza erosiva del flujo superficial (Martínez-Casasnovas, 1999), y describe los efectos de los procesos de erosión fluvial lineal, tales como cárcavas, talwegs y erosión lateral de lechos. Moore *et al.* (1988) concibieron este índice a partir de las variables topográficas área de drenaje específica y pendiente, con el fin de predecir las áreas potenciales con riesgo de desarrollo de cárcavas debido a la concentración del flujo superficial.

Este índice indica las áreas donde existe potencial para la concentración del flujo superficial y donde, además, la pendiente puede producir que el flujo alcance una velocidad tal que provoque la incisión del flujo con el consiguiente desarrollo de cárcavas. El índice se expresa como:

$$O = A_s \cdot \tan b$$

Siendo:

O = Índice de la potencia del flujo superficial

A_s = Área de drenaje específica

b = Ángulo de la pendiente local

No existen valores umbrales del índice que determinen el riesgo de existencia de cárcavas en un terreno, ya que el desarrollo de éstas no sólo depende de la topografía sino de la textura, estructura del suelo, la litología de los materiales, la cobertura vegetal, etc. Moore *et al.* (1988) por ejemplo, encontraron una relación entre el índice y el desarrollo de cárcavas a partir de valores >10.

En el caso de la cuenca del río Las Cañitas (Fig. III.7.76), los mayores valores del índice han sido obtenidos en los tramos de ríos más importantes asociados a la

unidad geomorfológica "Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial", tales como el río La Tapa y los tramos inferiores de los arroyos Alto Lindo y Papagayos, caracterizados por altas pendientes y mayores áreas drenadas. Por otro lado, los tributarios de los anteriores, junto a los cursos que drenan las pampas de altura y el ambiente granítico muestran menores valores del índice, en coincidencia con una menor área drenada y/o menor pendiente.

Los valores más bajos del índice se vinculan a los tramos de cabeceras de los distintos afluentes. También en los tramos pedemontanos de los ríos Las Tapias y La Tapa, y en el propio río Las Cañitas, bajos valores del índice están asociados a segmentos donde se observan procesos de agradación en el canal (point bar, barras laterales), los cuales alternan con otros segmentos más erosivos, donde el índice mostró valores más altos.

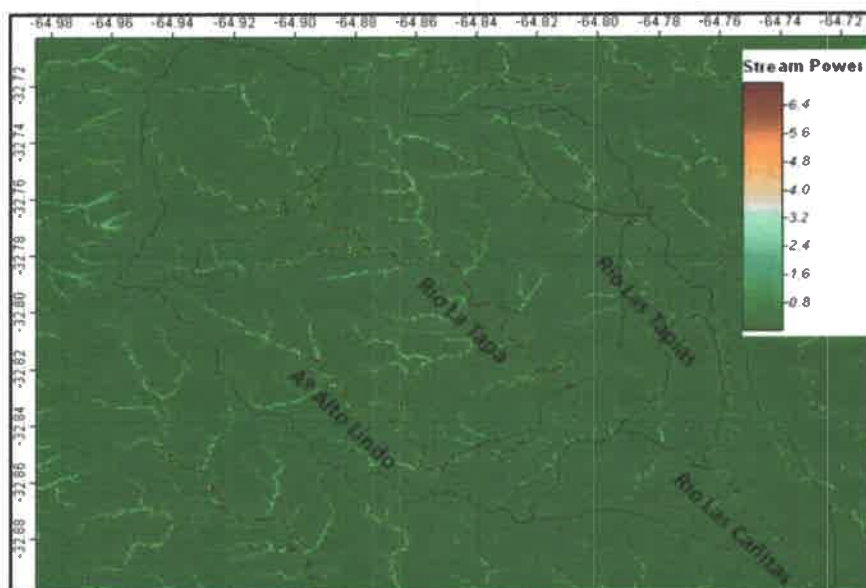


Figura III.7.76. Mapa del Índice de la Potencia de Flujo Superficial obtenido en SAGA GIS. En líneas negras se han delimitado las unidades geomorfológicas de la cuenca, a excepción de las fajas fluviales.

Otro índice empleado para la predicción espacial de las propiedades del suelo y predicción de la erosión es el **Índice de humedad (Wetness Index)**, cuya versión simplificada es:

$$W = \ln (A_s / \tan b)$$

Siendo:

W = Índice de humedad

As = Área de drenaje específica

β = Ángulo de la pendiente local

El índice de humedad fue originalmente desarrollado para predecir las áreas saturadas y también la profundidad del nivel freático del suelo. Posteriormente ha sido empleado para predecir el contenido de humedad del suelo y para identificar áreas de erosión y/o deposición potencial de materiales, y para la predicción del desarrollo de cárcavas (Martínez-Casasnovas, 1999). Valores altos del índice de humedad indican potencial alto para la acumulación de agua en el suelo, y coincide con aquellas zonas de baja pendiente y con un valor de área de drenaje específica alto. Valores bajos del índice de humedad indican bajo potencial topográfico para la acumulación de agua en el suelo, ya sea por tratarse de un área con una cuenca de captación pequeña o por un alto valor de pendiente, indicador de suelos bien drenados.

Otro tipo de aplicaciones del índice de humedad, junto con la pendiente del terreno, es la predicción de propiedades del suelo. La topografía determina la distribución del agua en el suelo y los procesos erosivos, influyendo en la erosión – deposición de materiales, el lavado de nutrientes y minerales, el contenido de materia orgánica, la profundidad del suelo, etc.

Para el caso de la cuenca Las Cañitas, este índice permite diferenciar los diferentes ambientes geomorfológicos (Fig. III.7.77). De modo general se observa que en el ambiente serrano, los valores que adquiere el índice son bajos (todos negativos), especialmente en las unidades Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial, Relieves graníticos y Área oriental con relieves diferenciales, indicando el bajo potencial para acumulación de agua en el suelo dadas las altas pendientes, y el consecuente mayor potencial de erosión. En estos ambientes, los menores valores del índice se asocian a los cauces fluviales, que son los mayores concentradores y conductores respecto a los interfluvios. En la Paleosuperficie de erosión cumbre, como así también en el Bloque pedemontano Las Tapias las zonas propensas a acumular agua se incrementan, de acuerdo a las menores pendientes de estas unidades. En el caso de las pampas de altura, esto se traduce en un importante rol como área de recarga en la cuenca dadas las bajas pendientes y cubierta sedimentaria loésica, donde es común también la presencia de mallines.

El área pedemontana mostró mayor porcentaje de área con altos valores del índice, y aunque puede haber mayor error en las diferencias de cotas a partir del modelo de elevación del terreno, es posible distinguir los sectores asociados a ejes de cárcavas y bajos en las proximidades de los canales principales, sector del meandro abandonado en el tramo inicial del río Las Cañitas, entre otros, todas áreas propensas a la acumulación de agua.

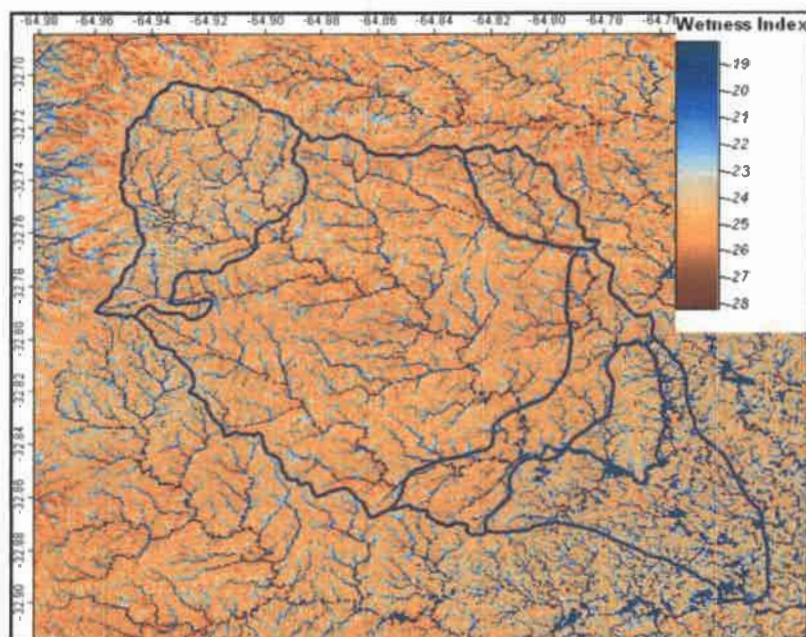


Figura III.7.77. Mapa del Índice Humedad (Wetness Index) obtenido en SAGA GIS. En líneas negras se han delimitado las unidades geomorfológicas de la cuenca, a excepción de las fajas fluviales.

El mapa obtenido a partir del Aster GDEM, mostrando el grado de incisión de los cauces se muestra en la Figura III.7.78. Esta representación gráfica se asocia al proceso de incisión iniciado/reactivado desde la Orogenia Ándica.

En el mapa se presentan en rojo las mayores alturas, destacándose hacia el Oeste de la cuenca Las Cañitas la escarpa de Comechingones, y hacia el Norte el importante desnivel erosivo que existe entre las rocas graníticas y metamórficas; en ambos casos se observa la importante incisión de los cursos (Figura III.7.78).

Dentro de la cuenca Las Cañitas se han delimitado en amarillo las unidades geomorfológicas (excepto las fajas fluviales en el piedemonte). El grado de incisión es mayor en la unidad geomorfológica "Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial", especialmente en cursos controlados por estructuras ENE-OSO, con valores superiores a los 70 m. En la unidad "Paleosuperficie de erosión cumbre" los valles son poco profundos (valores medidos 3-7 m), y en el mapa se puede observar el descenso de cotas más suavizado hacia los valles, con desniveles entre los canales e interfluvios que en general son menores a los 10 m, pero que pueden alcanzar localmente los 30 m.

Dentro de los "Relieves graníticos", valores medidos alcanzan 15-20 m en los tramos más incididos. En la Figura III.7.78 se observa que los mayores valores están

en el orden de los 15-25 m. Finalmente, en el sector serrano más oriental (sector Faja de Cizalla Guacha Corral), en general no superan los 20-25 m. En el ambiente pedemontano, si bien la precisión en las cotas disminuye en el modelo digital de elevaciones, en general se observa que el grado de incisión es bajo, y muy localmente alcanza los 20 m, siendo en general menor a 10 m.

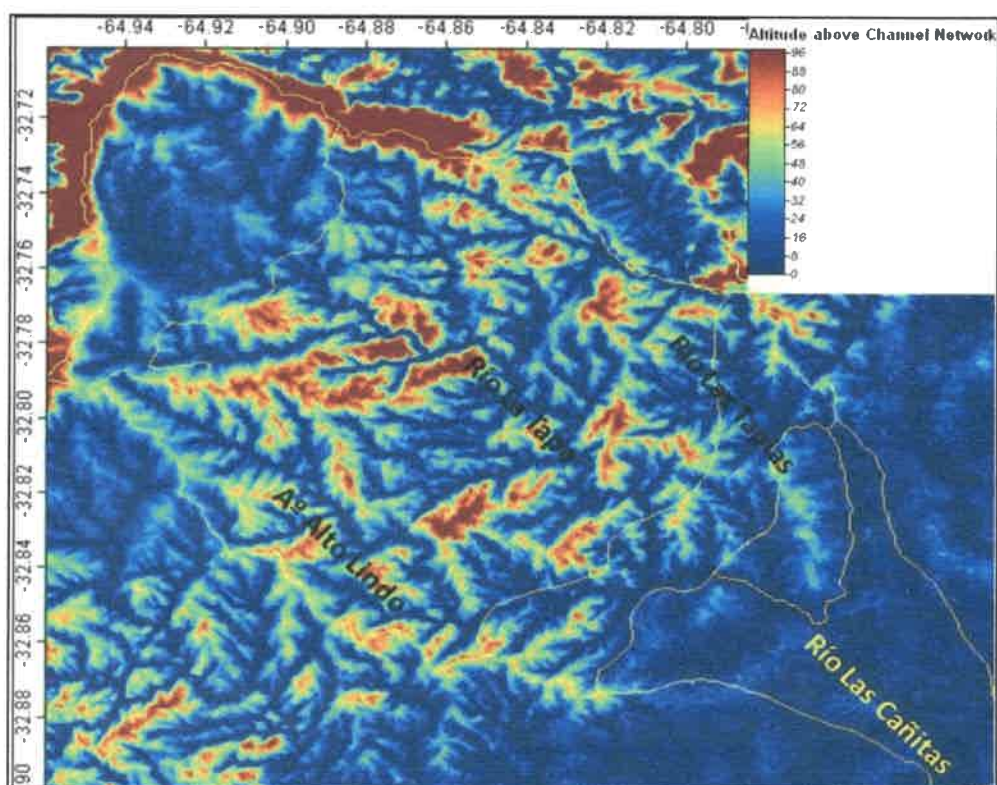


Figura III.7.78. Mapa de altura vertical sobre los canales de SAGA GIS, donde se muestra la profundidad de incisión. En líneas amarillas se han delimitado las unidades geomorfológicas de la cuenca, a excepción de las fajas fluviales.

III.7.4.2.2 - Erosión de márgenes

Este proceso es muy poco significativo en el sector serrano, a excepción de las cabeceras de los arroyos Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas, que drenan las secuencias loessoides de las pampas de altura.

En el sector pedemontano, dentro de los cauces fluviales, especialmente en los ríos Las Tapias y Las Cañitas, se han observado procesos de migración lateral asociados a tramos donde afloran secuencias deleznable de origen fluvial de variada energía (especialmente los clasificados como de baja o moderada sinuosidad).

En el tramo clasificado como de baja sinuosidad del río Las Tapias (Fig. III.7.16), las márgenes del cauce están conformadas por secuencias de material fino con gravillas dispersas (tipo fanglomerado) y secuencias fluviales de variada energía, que en parte se encuentran cementadas. Estas secuencias de materiales poco cohesivos confieren a las márgenes una estabilidad relativamente baja, permitiendo que el canal pueda migrar erosionando y depositando en ciertos tramos (Fig. III.7.79 a y b). Sobre margen derecha, infrayaciendo a las secuencias fanglomerádicas afloran rocas de basamento.



Figura III.7.79. a) Procesos gravitatorios y b) secuencias fluviales de variada energía en la margen izquierda del río Las Tapias, en el tramo de baja sinuosidad.

Mediante comparación de fotos aéreas e imágenes satelitales de diferentes épocas, puede determinarse en algunos sitios una migración del canal del orden de 100 m en los últimos 30-40 años.

En el caso del río Las Cañitas, en los tramos clasificados como de diseño moderadamente sinuoso se han observado procesos de migración lateral, observándose meandros abandonados (Fig. III.7.80-a). Si se comparan las fotografías aéreas de 1970-1989 e imágenes satelitales actuales se pueden determinar valores de migración lateral del orden de 50-100 m en varios sitios (Fig III.7.80 a-b y e-f). Los procesos de migración han sido principalmente extensión y traslación de meandros, y los sitios con mayores cambios se han señalado con flechas negras (Fig. III.7.80 b y f).

Por su parte el tramo de diseño recto que está semiconfinado no ha mostrado cambios en el diseño en planta por lo menos en los últimos 45 años (Fig. III.7.80 c-d).



Figura III.7.80. Comparación de los tramos moderadamente sinuosos (a-b, e-f) y semiconfinado (c-d) en fotografías aéreas (año 1989) e Imagen Google Earth (año 2010).

III.7.4.2.3 - Erosión vertical/profundización

En los cauces serranos es común el desarrollo de marmitas, regueros/surcos, y cabeceras de retroceso (knickpoint) tanto en el ambiente metamórfico como en el granítico (Fig. III.7.81 a y b, respectivamente).

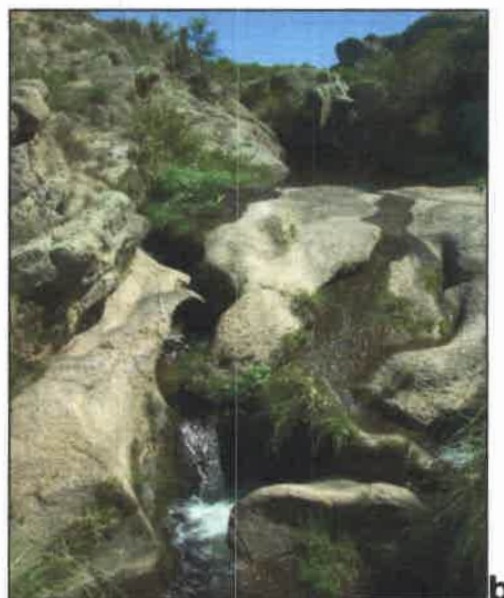


Figura III.7.81. a) Marmita en el ambiente metamórfico (río La Tapa) y b) en el ambiente granítico (A° Vilchez).

Para el sector pedemontano, la incisión ha sido poco significativa, por lo menos para el periodo de tiempo analizado con la cartografía disponible. Cabe destacar sitios donde se observan paleocanales abandonados en las últimas décadas como es el caso de la Figura III.7.82, en el río Las Tapias. Por diferencia de cotas puede inferirse en este tramo una profundización del cauce actual de al menos 2,5 metros, luego de la rectificación del canal.

En el río Las Cañitas, en el sector del meandro abandonado de la Figura III.7.80-a la profundización del cauce luego de la rectificación fue del orden de 3 m.

En general todos los cauces del sector serrano funcionan como tramos de transporte de materiales, siendo los más significativos el río La Tapa en su tramo medio, el río Las Tapias y el A° Alto Lindo.

Al no disponer de obras transversales en la cuenca, o de trampas de sedimentos que permitan cuantificar tasas de transporte de los materiales más gruesos, este análisis se realizó por medio de la modelación numérica. Dicha información será presentada en detalle en el apartado III.8 de esta Tesis.



Figura III.7.82. Posición del canal del río Las Tapias en la década del '70 (en rojo) y traza actual.

III.7.4.2.4 - Transporte

En el caso de las partículas transportadas en suspensión, y como fuera mencionado en el apartado III.7.3, "Caracterización de la carga transportada", las concentraciones son muy bajas durante las condiciones de estiaje para todas las posiciones de la cuenca analizadas.

Al analizar valores de la carga en suspensión en el río Las Cañitas para eventos de crecida (en los muestreos más cercanos pasado el pico que pudieron realizarse), se obtuvo un valor de 7,56 Kg/seg (22/11/12) para un caudal líquido estimado en 20,65 m³/seg (Tabla III.7.5). De acuerdo a los datos de campo y al registro del limnómetro instalado en el río Las Cañitas, este muestreo de carga en suspensión fue realizado 4 hs y 30 minutos después del caudal pico de esa crecida, siendo la altura hidrométrica en el momento del muestreo de un tercio de la registrada para el caudal pico. Por lo tanto, si consideramos que durante ese lapso se mantuvo esta carga en suspensión (aunque muy probablemente fue mayor en el pico y horas inmediatas) se calculó un transporte de 27.216 Kg/h, lo que da un total de 122.472 Kg en las 4 hs y 30 minutos.

Otro evento donde se estimó un caudal sólido, en este caso de 137,4 Kg/seg fue el 14/2/14 (Tabla III.7.5). Lamentablemente para este día la estación La Tapa de la SSRH no funcionaba y el limnómetro del río Las Cañitas estaba en reparación, con lo

cual no pudo realizarse el análisis anterior, y no se sabe con exactitud a qué hora ocurrió el pico de la crecida. Sin embargo, analizando los limnigramas del río Las Cañitas que alcanzaron mayores niveles de agua (más de 1 metro), se observa que al cabo de 2 a 3 horas el nivel ya se reduce a la mitad. Con lo cual podríamos asumir para la crecida del 14/2/14 que por lo menos ese caudal sólido se mantuvo durante 1 hora, lo que da un total de 494.640 Kg/h.

De acuerdo al análisis de limnigramas presentados en el apartado de hidrología superficial, si consideramos que crecidas del orden de magnitud como la del 22/11/12 pueden darse en torno a 5 veces por año, podemos estimar un Qs mínimo de 612.360 Kg/año.

III.7.4.2.5 - Sedimentación

En todos los cauces del sector serrano, y también en sus tributarios, localmente se observan depósitos temporarios de materiales, como barras laterales o point bar (Figs. III.7.83 y III.7.84). Las llanuras de inundación siempre son muy acotadas a los márgenes de los canales, no obstante se observan depósitos de desbordes almacenados en pequeñas terrazas, laderas de valles y especialmente en zonas de confluencia.

En los tramos pedemontanos de los principales colectores se dan los principales procesos de agradación de la cuenca, y se asocian a la construcción de barras laterales, centrales y point bar (Figs. III.7.85 a III.7.88). En este ambiente ya son más importantes las llanuras de inundación, donde también quedan retenidos sedimentos asociados a desbordes, e inclusive en los niveles de terraza más nuevos.

Respecto a las tasas de agradación, tanto para el río las Tapias como Las Cañitas, pudo observarse, por medio del análisis de barras luego de periodos de crecidas, que estos ríos pedemontanos funcionan fundamentalmente como tramos de transporte de materiales, como se analizará en el apartado III.8. Se observan cambios en la distribución de las barras en función del cambio en la posición del thalweg en los sucesivos eventos de crecida.



Figura III.7.83. Point bar en A° Alto lindo.



Figura III.7.84. Barra en margen izquierda río La Tapa, sector confluencia con A° Alto Lindo.



Figura III.7.85. Barra lateral y terraza en río Las Tapias, tramo pedemontano.



Figura III.7.86. Barra lateral en río La Tapa, aguas arriba de la estación de la SSRH.



Figura III.7.87. Point bar en río Las Cañitas, tramo semiconfinado.



Figura III.7.88. Barras centrales en río Las Cañitas, tramo de moderada sinuosidad.

III.7.5 – DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

- En relación a la **producción de sedimentos** estimada para la cuenca, los resultados obtenidos indican que los aspectos litológico-geomorfológicos tienen una marcada influencia en la producción de sedimentos en la cuenca, especialmente sobre el parámetro W. El parámetro R, dependiente de la morfometría, mostró menor variabilidad. Además se observó que la distribución areal de las lluvias y temperaturas

tiene menor incidencia para explicar variaciones en dicha producción. Los resultados obtenidos demuestran la importancia de discretizar el análisis de la producción de sedimentos en una cuenca determinada, para lograr una mayor representatividad de las variaciones de los parámetros que controlan la producción y almacenamiento de sedimentos. A pesar del carácter estimativo de la metodología empleada en este apartado de la Tesis, los valores asignados a los diferentes coeficientes evaluados en la metodología de Gavrilovic surgen de un detallado tratamiento de la información disponible, apoyado en un importante relevamiento de campo, por lo cual se considera que los resultados obtenidos son consistentes y que este análisis podría ser extendido a otras cuencas de características similares en Sierras Pampeanas.

- Del análisis de los **perfiles longitudinales** surge que la red de drenaje está aún desajustada, especialmente en la zona de cabeceras, donde los cursos que drenan las superficies de erosión aún presentan gradientes que responden a antiguos niveles de base. El frente de retroceso principal de este sistema está localizado en la unidad Superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial, donde las pendientes incrementan a 3,8 - 6 %, son comunes los saltos y cascadas, asociados a controles litológicos.

-El río Las Cañitas presenta un **patrón de canal** que combina tramos de moderada sinuosidad y otros semiconfinados, sus pendientes son del orden del 0,25-0,35 %, siendo su lecho predominantemente aluvial, a excepción de sectores donde alternan afloramientos de secuencias entoscadas. Si bien su caudal de base es controlado por los aportes de la subcuenca del río La Tapa, desde la del río Las Tapias es significativo el aporte de la carga sólida areno-gravosa, lo que controla el comportamiento del canal aguas abajo de la confluencia de ambos, influyendo en el patrón del canal que desarrolla el río Las Cañitas.

- La **relación ancho/profundidad** muestra un incremento en dirección aguas abajo, desde 10-20 en los menores afluentes a valores del orden de 25-35 en los cursos colectores a la salida del sector serrano. Variaciones locales se presentan en el ambiente granítico por ejemplo, donde la relación A/P disminuye 4 veces en los tramos más incididos, en comparación con los tramos de las pampas graníticas. Lo mismo acontece en el sector pedemontano, donde los tramos de canal con diseño en planta recto disminuyen esta relación (valor de 45 en río Las Cañitas, y 12-30 en río Las Tapias), si se los compara con los tramos de diseño sinuoso (valores de 125-250 en río Las Cañitas y de 45 en río Las Tapias). Estas variaciones en la sección transversal tienen implicancias en cuanto a cambios en la velocidad de la corriente por ejemplo,

las cuales pudieron observarse en la modelación hidráulica efectuada en el río Las Cañitas, que se presenta en el apartado III.8 de esta Tesis.

- La **carga en suspensión** que transportan los distintos cursos de la cuenca es muy baja (menor a 0,06 gr/l), dominando la carga de fondo. En situaciones de bajantes de crecida los sólidos en suspensión incrementaron a 0,37 gr/l y 0,07 (río Las Cañitas y río Las Tapias, respectivamente, 22/11/12) y 0,12 gr/l (río La Tapa, 14/2/12). En horas más próximas a picos de crecida, en el río Las Cañitas incrementaron a 0,76 gr/l (14/2/14). Por su parte, la **carga de fondo** siempre muestra curvas bimodales, con dominio de la fracción areno-gravosa en la cuenca del río Las Tapias y de la pefítica gruesa en la del río la Tapa.

- Los **mapas derivados de los modelos de elevación digital del terreno** permitieron obtener una visión a nivel de cuenca de la distribución de los procesos de erosión, transporte y sedimentación de los cursos, ello a través de la interpretación de los diferentes índices adoptados por los canales. Permitieron además complementar la información relacionada a las secciones transversales y perfiles longitudinales en los distintos ambientes geomorfológicos de la cuenca. Así, los canales de las pampas de altura mostraron un pequeño grado de incisión, bajo potencial erosivo, y alto potencial para la acumulación de agua en el suelo, por lo tanto este ambiente es importante como recarga en la cuenca. Los tramos que drenan el frente de retroceso principal de la sierra, mostraron moderado a alto grado de incisión y poder erosivo, por lo tanto bajo potencial para retener agua dadas sus altas pendientes. Los tramos del sector serrano oriental y en el piedemonte se caracterizaron en general por un bajo grado de incisión, poder erosivo variable según el tramo analizado (esto en función de las características del canal tales como diseño en planta, pendiente, etc) y también este ambiente mostró alta capacidad de retención de humedad acorde a sus bajas pendientes.

III.8 - MODELACIÓN HIDRÁULICA E HIDROMORFOLÓGICA DEL RÍO LAS CAÑITAS

III.8.1 – INTRODUCCIÓN – MARCO TEÓRICO

La tasa de transporte de material fluvial se define como la cantidad de sedimento originario del lecho del río que circula a través de una sección determinada, ya sea como carga de fondo, en suspensión, o de forma combinada, en un determinado período de tiempo.

La **carga de fondo** es aquella fracción del sedimento total que una corriente transporta, sobre o muy cerca del fondo del cauce, la cual se mueve por saltos, arrastre o rodando. En general, el flujo de sedimento de fondo es pequeño comparado con la descarga de sedimento suspendido que una corriente natural transporta (algo menos del 20% según Reid y Frostick, 1987). Sin embargo, la carga de fondo es importante por su contribución a la morfología del cauce. Más aún, es el factor dominante en la determinación de la estabilidad del canal natural, en la forma del fondo del cauce y, por lo tanto, responsable de la resistencia hidráulica, del gradiente de energía del cauce y de algunas propiedades del flujo (Shen y Cheong, 1978; Leopold, 1992; Carbonneau y Bergeron, 2000).

La **carga en suspensión** está compuesta por la **carga de lavado**, generalmente formada por partículas muy finas (limo-arcilla) que se transportan casi permanentemente en suspensión a una velocidad aproximadamente igual a la de la corriente y la **carga en suspensión del material de fondo**, formada por las partículas que se difunden en el seno del fluido durante las crecidas o cuando se incrementa el esfuerzo de corte y que granulométricamente corresponden a la fracción arena muy fina-limo grueso. El transporte en suspensión está controlado por la turbulencia del agua y la velocidad de caída de cada grano individual. La velocidad de caída es la relación que eventualmente alcanza un grano cuando la aceleración causada por la gravedad se equilibra con la resistencia del fluido a través del cual está cayendo el grano. La velocidad de caída aumenta con el tamaño de la partícula, suponiendo que su forma general y densidad permanecen iguales. Cuanto más grande es una partícula, más turbulento deberá ser el flujo que se necesita para mantenerla en suspensión;

Desde el punto de vista de la hidráulica fluvial, el transporte de sedimentos se puede clasificar en dos grandes grupos de acuerdo con su origen: **carga de lecho** y **carga de lavado**. La primera depende de las características hidráulicas del flujo y de las características físicas de los materiales, en tanto que la segunda depende más de las condiciones de la cuenca hidrográfica. La carga de material de lecho del cauce puede ser transportada sobre el fondo del

río o en suspensión en toda la columna de agua; la carga lavada, corresponde al material más fino, usualmente arcillas y limos, con origen en la cuenca, o bien, pueden provenir de la erosión que el mismo río produce en sus márgenes. Este material es transportado en suspensión la mayor parte del tiempo, excepto en zonas de aguas tranquilas como embalses donde puede sedimentarse.

La tasa de transporte de sedimento, medida en volumen por unidad de tiempo o peso seco por unidad de tiempo, que atraviesa una determinada sección transversal del cauce, asociada a una condición hidráulica dada, permite realizar balances sedimentológicos en tramos del cauce para analizar un gran número de problemas de importancia práctica, tales como identificar zonas con tendencia a la erosión o depositación, estimar tasas de reposición de sedimentos para la explotación de áridos, estimar la vida útil de un embalse, etc.

Mediciones simultáneas de la carga de fondo y de suspensión todavía no se llevan a cabo de manera habitual, ni tan sólo durante caudales bajos y flujo de agua constante, debido sobre todo a las dificultades técnicas que este proceso plantea. Para la obtención de datos de transporte de sedimento en el campo han sido desarrollados numerosos instrumentos de muestreo y medición, aunque ninguno de ellos incluye de manera completa el amplio rango de condiciones hidráulicas y cargas de material sólido que tienen lugar en condiciones naturales.

Para estimar el transporte de sedimentos en un cauce fluvial se han desarrollado numerosas ecuaciones, las cuales en general no tienen en cuenta la no-uniformidad del material, y han sido verificadas en rangos limitados de condiciones hidráulicas y sedimentológicas. La mayoría de estas fórmulas se han generado a partir de experimentos realizados en canales de laboratorio, y posteriormente han sido mejoradas con más ensayos o con datos de campo. Algunas fórmulas han sido calibradas con datos de un río en particular o derivadas para un río específico, por ello, al aplicarlas a un río de diferentes características, los resultados no son tan confiables. Las dificultades técnicas en la obtención de datos de campo sobre transporte de fondo han limitado los trabajos de calibración y el desarrollo de nuevas fórmulas o modelos.

La mayoría de los datos disponibles de cursos de agua naturales corresponden a muestreos en condiciones de régimen impermanente, gradualmente variado. Resulta importante obtener muestras de sedimento durante las crecidas porque en esas condiciones se registra un gran transporte de sólidos que modificará la morfología de los cauces, colmatará los embalses y perturbará el funcionamiento de otras obras. Sin embargo, se supone que las fórmulas de transporte disponibles corresponden a condiciones aproximadamente "permanentes y uniformes", por lo cual esos registros son inválidos para calibrarlas. También se observa una falta de discriminación respecto la franja de la sección transversal donde se ha

tomado una muestra. Teóricamente, debería distinguirse entre "tubos de corriente" con distintas profundidades y velocidades (equiparable a tensiones de corte), cada uno de ellos con su propio gasto sólido por unidad de ancho. Por otra parte, existen dificultades para obtener muestras de carga de fondo representativas y para estimar el perfil de concentraciones de la carga en suspensión (de material de fondo) en la zona "no medida" impuesta por los equipos de muestreo en uso (Pujol *et al.* 2005).

Muchos trabajos observan discrepancia, entre los valores estimados por ecuaciones y los observados, lo que refleja la complejidad hidráulica y sedimentológica de lechos en ríos permanentes con granulometría dispersa (Batalla y Sala, 1996; Celso y Sala, 1998; Duan *et al.* 2008, Iroumé y Uyttendaele, 2009; Talreja *et al.* 2013, entre otros). Talreja *et al.* (2013) utilizaron un set de datos medidos en laboratorio y compararon los obtenidos en el cálculo de la capacidad de transporte de sedimentos con los calculados mediante diferentes funciones disponibles en HEC-RAS 4.1. Las ecuaciones que mejor ajustaron fueron las de Engelund-Hansen y la de Laursen-Copeland, con errores en general de +/- 25% y +/- 35, respectivamente, y en tercer lugar con la de Ackers-White. Las de Yang y Toffaleti subestimaron los valores en relación a los datos medidos, con porcentajes de error en general de -30 a -45% y de -70 a -92%, respectivamente. Duan *et al.* (2008) estudian el transporte de sedimentos en un tramo pedemontano del río Rillito (Arizona) comparando datos observados con los resultados obtenidos mediante ecuaciones de Yang, Ackers-White y Laursen. Los cambios en la elevación promedio del lecho mostraron mejor ajuste con Yang. Con Ackers-White también, a excepción de una estación de control, y con Laursen fueron más pobres.

Algunos autores han realizado investigaciones tendientes a discutir y mejorar las fórmulas de transporte. Entre ellos puede citarse a Pujol *et al.* (2005), quienes trabajaron con la ecuación de Engelund-Hansen haciendo variar su coeficiente α para que mejor aproxime los datos de canales de laboratorio y artificiales. Ellos obtuvieron diferencias entre los valores calculados dentro en el orden de $\pm 30\%$ respecto a los medidos. Por otra parte, Bravo-Espinosa *et al.* (2004) revisan 5 ecuaciones de transporte de fondo, y concluyen que todas asumen una oferta ilimitada de sedimentos en los cauces y que ninguna incluye parámetros relacionados con la magnitud del pavimento del cauce. Los resultados de este estudio determinaron que las ecuaciones de Parker *et al.* (1982), Schoklitsch (1962), y Meyer-Peter y Müller (1948) predicen bien los valores observados en cauces con una condición no limitada por la disponibilidad de sedimento, mientras que las de Bagnold (1980) y Schoklitsch (1962) para una condición limitada por disponibilidad de sedimento.

Por otra parte, Basile (1998) adaptó la ecuación de Engelund y Hansen (1967) para sedimentos heterogéneos, para el cálculo del transporte por clases granulométricas realizando

una corrección de la tensión de corte adimensional que exhibe cada partícula en el lecho. También Basile (1999) implementa un modelo matemático morfológico para sedimentos heterogéneos que simula los cambios morfológicos y sedimentológicos impermanentes generados por la propagación de las ondas de crecida. Adaptaciones de fórmulas para el cálculo del transporte de sedimentos por clases o fracciones granulométricas, utilizables en materiales heterogéneos, entre ellas las ecuaciones de Meyer-Peter & Muller, Engelund & Hansen, Van Rijn y Di Silvio, también son presentadas en Basile (2000).

En García *et al.* (2013), se desarrolla e implementa un modelo computacional apropiado para evaluar los procesos hidrodinámicos en planicies de inundación de grandes ríos aluviales de llanura, el cual fue aplicado en un tramo de 208 Km del río Paraná, desde Diamante a Ramallo. Este modelo sirve además para evaluar procesos asociados, como el transporte y la depositación de materiales finos.

De acuerdo a lo presentado, la modelación para el transporte de sedimentos es notoriamente difícil. Los datos necesarios para predecir cambios en el lecho son altamente inciertos, la teoría empleada es empírica y de gran sensibilidad a una amplia gama de variables físicas. Sin embargo, con los datos apropiados, se puede lograr obtener un modelo calibrado de transporte de sedimentos para predecir regionalmente las tendencias a largo plazo que pueden servir para planificar y evaluar diferentes alternativas de intervención o de manejo, o bien para comprender modos de respuesta del sistema fluvial ante cambios tanto naturales como antrópicos.

En este contexto, y en el marco de una pasantía desarrollada en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua, sede Ezeiza, se profundizó en el uso del modelo HEC-RAS para calcular el transporte de sedimentos en el río Las Cañitas, desde su inicio en la unión de los ríos La Tapa y Las Tapias, hasta su confluencia con el río Piedras Blancas. A pesar de no disponer de trampas para la cuantificación de sedimentos transportados para la calibración del mismo, la información de detalle generada en este Tesis respecto a características y funcionamiento de la cuenca, geometría del canal y morfodinámica, granulometría del lecho, además de información pluviométrica e hidrométrica local, da sustento a los resultados obtenidos de la aplicación del modelo.

- **Movimiento incipiente de las partículas**

El equilibrio de una partícula, en el fondo de un río aluvial, es perturbado si la resultante de las fuerzas desestabilizadoras (fuerzas de arrastre y alzamiento hidrodinámico) es mayor

que las fuerzas estabilizadoras que resisten el movimiento, tales como gravedad y cohesión. Cuando el sedimento que compone el lecho es granular incoherente las partículas resisten el movimiento principalmente debido al peso sumergido.

La condición de flujo, en el instante que el sedimento del lecho comienza a moverse, es decir cuando se produce el "movimiento incipiente", recibe el nombre de condición hidrodinámica crítica. Tal condición se puede representar a través de un valor crítico de la tensión de corte sobre el fondo (Basile, 2003). Siguiendo a este autor, la fuerza hidrodinámica de arrastre ejercida por dicho flujo sobre una genérica partícula del fondo es:

$$F_D = C_D \rho_w \frac{u_d^2}{2} \alpha_1 d^2$$

donde α_1 es un coeficiente de forma, tal que $\alpha_1 d^2$ da el área de la partícula proyectada en la dirección del flujo; u_d es una velocidad característica y C_D es el coeficiente de resistencia de la partícula (función del número de Reynolds asociado a u_d).

La fuerza estabilizadora está dada por:

$$F_G = \alpha_2 g (\rho_s - \rho_w) d^3$$

donde α_2 es un factor que depende de la forma de la partícula y del coeficiente de fricción estático de Coulomb.

El movimiento incipiente se observa cuando la fuerza hidrodinámica actuante iguala a la fuerza estabilizadora.

- **Ecuación de Continuidad del sedimento**

La clásica ecuación de continuidad para sedimentos de granulometría uniforme establece que el cambio de volumen de sedimento en un volumen de control es igual a la diferencia entre lo que entra y lo que sale. Puede ser escrita de la siguiente manera:

$$(1 - \lambda p) B \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0$$

Dónde:

B = ancho de la sección transversal

z_b = cota del fondo

λp = porosidad de la capa activa

t = tiempo

x = distancia

Q_s = transporte volumétrico (función de la hidrodinámica y de un diámetro representativo)

- **Dinámica morfológica de ríos con sedimentos heterogéneos**

En estos ríos se observa una mayor movilidad intrínseca de las partículas finas, que hace que los sedimentos del lecho sean más gruesos en relación a la composición del material transportado. El efecto de protección-exposición, que incrementa la movilidad de las partículas más gruesas de la mezcla y disminuye la de las más finas, en relación con la del material uniforme, tiende a reducir la diferencia entre la composición del material del lecho y del transportado. También el efecto de acorazamiento dinámico en la superficie del lecho, produce una protección vertical contra la erosión que puede ser dominante respecto de la protección horizontal indicada antes.

Con la finalidad de intentar representar todos estos fenómenos deben hacerse algunas simplificaciones para su estudio.

Una de ellas es la introducción del concepto de *capa activa* o *capa de mezcla* (Fig. III.8.1), que se define como una capa del fondo que contiene partículas susceptibles al arrastre debido a un aumento o disminución en el esfuerzo de corte local.

En dicha capa, de espesor δ , los sedimentos pueden considerarse bien mezclados a través del proceso de transporte, de modo tal que se puede asumir una composición granulométrica media f_i , la cual no depende de z (cota). Como f_i sufre variaciones durante el transporte, la capa activa evidencia una dependencia espacial en el sentido longitudinal y temporal. Debajo de la capa activa se encuentra el sedimento no perturbado con composición $f_{np\ i}$. Esta composición puede variar en x y en z pero no puede cambiar directamente en el tiempo, ya que en el sustrato no se verifica transporte longitudinal. Entre la capa activa y el sedimento no perturbado puede ocurrir intercambio de sedimentos mediante los procesos de erosión y sedimentación (Basile, 1999).

Otra simplificación es la aplicación de las ecuaciones de transporte a cada clase granulométrica, término que tiene en cuenta el efecto de protección-exposición.

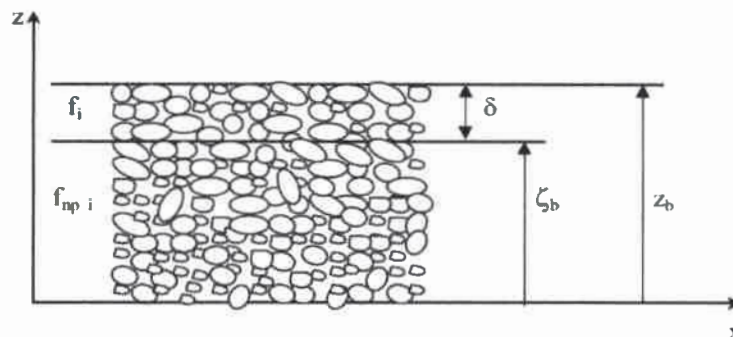


Figura III.8.1. Esquemización de la capa activa y del sedimento no perturbado (tomado de Basile, 1999).

En los sedimentos heterogéneos, las partículas más finas se encuentran protegidas y las gruesas se encuentran más expuestas a la acción hidrodinámica de la corriente. Consecuentemente, el coeficiente de protección-exposición producirá una disminución (aumento) en la tensión de corte adimensional para aquellas partículas que presentan diámetros menores (mayores) que un determinado diámetro de referencia (Basile, 1999). El coeficiente de protección-exposición puede variar entre 0 y 1. En el primer caso, no existen efectos de protección-exposición, es decir, no existe interacción entre partículas de diámetros diferentes, por lo cual cada partícula conserva la movilidad intrínseca sugerida por su diámetro absoluto y el transporte es completamente selectivo. Así, se observa un fuerte desvío en la composición del transporte hacia partículas finas y un incremento del transporte global. En el segundo caso, los efectos de protección-exposición son tan fuertes que anulan completamente la movilidad intrínseca sugerida por el diámetro absoluto de cada partícula conduciendo a la condición de igual movilidad. En este caso se observa que la composición del transporte es idéntica a la del fondo y que el transporte global es reducido drásticamente (Basile, 1999).

- **Ecuaciones de cálculo para el transporte de sedimentos**

Se presentan a continuación, de manera muy sintética, algunas de las formulaciones existentes:

Ackers y White

Esta ecuación desarrollada por Ackers y White (1973) es una función de *transporte total*, desarrollada asumiendo que el transporte de los sedimentos finos se relaciona mejor a las fluctuaciones turbulentas en la columna de agua, mientras que el transporte de las partículas más gruesas se relaciona a la tensión de corte neta en los granos con la velocidad media utilizada como variable representativa. Bajo condiciones típicas, los sedimentos finos son limos menores a 0,04 mm y los sedimentos más gruesos son arenas mayores a 2,5 mm. La hidrodinámica fue seleccionada para cubrir un rango de configuraciones del lecho que incluyen ondas, dunas y condiciones de lechos planos.

La ecuación general de transporte para un tamaño de grano particular está representada por:

$$X = \frac{G_{gr} s d_s}{D (u^*)^n} \quad G_{gr} = C \left(\frac{F_{gr}}{A} - 1 \right) \dots \dots \dots (1) \quad G_{gr} = C \left(\frac{F_{gr}}{A} - 1 \right)^m$$

Donde X= concentración de sedimentos en partes/parte, G_{gr} = parámetro del transporte de sedimentos, s= gravedad específica del sedimento, d_s = diámetro medio de partícula, D= profundidad efectiva, u^* = velocidad de cizalla, V= velocidad promedio del canal, n= exponente de transición, dependiente del

tamaño del sedimento, C = coeficiente, F_{gr} = parámetro de movilidad del sedimento y A = parámetro de movilidad crítica del sedimento.

Engelund y Hansen

Engelund y Hansen (1972) desarrollaron una ecuación de carga total que da resultados adecuados para ríos arenosos con considerable carga en suspensión. Se basa en datos de canales de laboratorio con tamaño de partícula entre 0,19 y 0,93 mm, y ha sido bastante consistente con observaciones de campo. La ecuación general está representada por:

$$g_s = 0.05 \gamma_s V^2 \sqrt{\frac{d_{50}}{g(\gamma_s - 1)}} \left[\frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) d_{50}} \right]^{3.2}$$

Donde g_s = transporte unitario de sedimentos, γ = peso específico de partículas sólidas, γ_s = peso específico del agua, V = velocidad promedio del canal, τ_0 = esfuerzo de corte a nivel del lecho y d_{50} = tamaño medio de partícula.

Laursen

La ecuación de Laursen (1958) fue desarrollada inicialmente para limos finos, y Copeland (1989) la generalizó para el transporte de gravas, entonces la misma puede ser usada en lechos graduados. Es una función de *transporte total* que se basa en las características hidráulicas de la velocidad y profundidad del flujo, pendiente de energía, y de características de los sedimentos como granulometría y velocidad de caída. El rango de aplicabilidad del tamaño medio de partícula es 0,011 a 29 mm. La ecuación general de transporte para un determinado tamaño de partícula es representada por:

$$C_m = 0.01 \gamma \left(\frac{\tau_0'}{\tau_c} - 1 \right) f \left(\frac{V_c}{w} \right)$$

Donde C_m = caudal sólido (peso/volumen), G = peso específico del agua, d_s = diámetro medio de la partícula, D = profundidad específica del flujo, τ_0' = esfuerzo de corte del lecho debido a la resistencia de los granos, τ_c = esfuerzo de corte crítico del lecho, y $f()$ = función de la relación de la velocidad de corte y la velocidad de caída, como la definida por Laursen.

Yang

Es una ecuación de *transporte total*, desarrollada por Yang (1973) a partir de estudios de campo y laboratorio en un amplio rango de condiciones encontradas en canales aluviales, y que basa el cálculo en la energía del canal, producto de la velocidad y el esfuerzo de corte.

Esta función tiende a ser muy sensible a la velocidad de la corriente y es más sensible a la velocidad de caída que todas las demás ecuaciones (Brunner, 2010).

El tamaño de sedimentos varía entre 0,062 y 7 mm. La ecuación está compuesta de dos relaciones separadas para el transporte de arenas (Yang, 1973) y de gravas (Yang, 1984), que para tamaño arena (< 2 mm) está representada por:

$$\log C_{ts} = 5.435 - 0.286 \log \frac{\omega d}{\nu} - 0.457 \log \frac{U_*}{\omega} + \left(1.799 - 0.409 \log \frac{\omega d}{\nu} - 0.314 \log \frac{U_*}{\omega} \right) \log \left(\frac{VS}{\omega} - \frac{V_{cr} S}{\omega} \right)$$

Donde C_{ts} = carga total, ω = velocidad de caída de la partícula, d_{50} = diámetro medio de la partícula, ν = Viscosidad cinemática del agua, U_* = velocidad de corte, V = velocidad promedio del canal, S = pendiente del fondo del canal, V_{cr}/ω = parámetro que puede ser determinado de la ecuación:

$$\frac{V_{cr}}{\omega} = \frac{2.5}{\log \left(\frac{U_* d}{\nu} \right) - 0.06} + 0.66 \quad \text{para } (1.2 < U_* d/\nu < 70), \text{ y}$$

$$V_{cr}/\omega = 2.05 \quad \text{para } (70 \leq U_* d/\nu)$$

Meyer-Peter Müller (MPM)

Es una ecuación de *transporte de fondo*, desarrollada por Meyer-Peter y Müller (1948) en laboratorio para canales arenosos y gravosos bajo condiciones de lecho plano, la cual ha sido más exitosamente aplicada en el rango de las gravas. En ella la tasa de transporte es proporcional a la diferencia entre el esfuerzo de corte medio que actúa sobre los granos y el esfuerzo de corte crítico. Es aplicable a tamaños de partículas entre 4 y 29 mm, con gravedad específica entre 1,25 y 4.

$$\left(\frac{k_r}{k_{r,c}} \right)^3 \gamma R S = 0.047 (\gamma_s - \gamma) d_m + 0.25 \left(\frac{\gamma}{g} \right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma_s} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (4)$$

Donde g_s = tasa de transporte específico de sedimentos en peso/tiempo/unidad de ancho, k_r = coeficiente de rugosidad, $k_{r,c}$ = coeficiente de rugosidad basado en los granos, γ = peso específico del agua, γ_s = peso específico del sedimento, g = aceleración de la gravedad, d_{50} = diámetro medio de partícula, R = radio hidráulico, y SE = gradiente de energía.

Toffaletti

Toffaletti (1968) es una función de carga total desarrollada principalmente para partículas del tamaño de la arena. Esta función no es gravemente influenciada por la velocidad de corte ni el esfuerzo cortante en el lecho, sino que fue formulada en base a regresiones de temperatura y un exponente empírico que describe la relación entre los sedimentos y las características hidráulicas. El método quiebra la distribución de la carga suspendida en zonas, replicando el movimiento de las partículas en dos dimensiones. El transporte de sedimentos es calculado de manera independiente en 4 zonas (Superior, Media, Inferior y Lecho) y sumado.

Los diámetros medios empleados en los experimentos varían entre 0,03 y 0,95 mm, y las ecuaciones generales de transporte para un determinado tamaño de partícula están representadas como:

$$g_{ssL} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{1+n_p-0.756z} - (2d_m)^{1+n_p-0.756z}}{1+n_p-0.756z} \quad \text{Zona Inferior}$$

$$g_{ssM} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{0.244z} \left[\left(\frac{R}{2.5}\right)^{1+n_p-z} - \left(\frac{R}{11.24}\right)^{1+n_p-z}\right]}{1+n_p-z} \quad \text{Zona Media}$$

$$g_{ssU} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{0.244z} \left(\frac{R}{2.5}\right)^{0.5z} \left[R^{1+n_p-1.5z} - \left(\frac{R}{2.5}\right)^{1+n_p-1.5z}\right]}{1+n_p-1.5z} \quad \text{Zona Superior}$$

$$g_{sb} = M (2d_m)^{1+n_p-0.756z}$$

$$M = 43.2 C_L (1 + n_p) V R^{0.756z - n_p}$$

$$g_s = g_{ssL} + g_{ssM} + g_{ssU} + g_{sb} \dots\dots\dots$$

Donde g_s = transporte total de sedimentos (tn/día/pie), g_{ssL} = transporte de sedimentos en suspensión en la zona inferior (tn/día/pie), g_{ssM} = transporte de sedimentos en suspensión en la zona media (tn/día/pie), g_{ssU} = transporte de sedimentos en suspensión en la zona inferior (tn/día/pie), g_{sb} = transporte de sedimentos como carga de fondo (tn/día/pie), M = parámetro de concentración de sedimentos, C_L = concentración de sedimentos en la zona inferior, R = radio hidráulico, d_m = diámetro medio de partícula, z = exponente que describe la relación entre el sedimento y las características hidráulicas y n_p = componente temperatura.

En la Tabla III.8.1 (Brunner, 2008) se presenta a modo de síntesis el rango de valores de los parámetros en distintas funciones de transporte de sedimentos.

Tabla III.8.1. Rango de valores de entrada para las funciones de transporte de sedimentos. d = diámetro total de partículas (mm), d_m = diámetro medio de partícula (mm), s = gravedad específica del sedimento, V = velocidad promedio del canal (pies/seg), D = profundidad del canal (pies), S = pendiente de energía, W = ancho del canal (pies), T = temperatura del agua (°F), (R) = radio hidráulico, NA = datos no disponibles. Tomado de Brunner (2008).

Function	d	d _m	s	V	D	S	W	T
Ackers-White (flume)	0.04 - 7.0	NA	1.0 - 2.7	0.07 - 7.1	0.01 - 1.4	0.00006 - 0.037	0.23 - 4.0	46 - 89
Englund-Hansen (flume)	NA	0.19 - 0.93	NA	0.65 - 6.34	0.19 - 1.33	0.000055 - 0.019	NA	45 - 93
Laursen (field)	NA	0.08 - 0.7	NA	0.068 - 7.8	0.67 - 54	0.000021 - 0.0018	63 - 3640	32 - 93
Laursen (flume)	NA	0.011 - 29	NA	0.7 - 9.4	0.03 - 3.6	0.00025 - 0.025	0.25 - 6.6	46 - 83
Meyer-Peter Muller (flume)	0.4 - 29	NA	1.25 - 4.0	1.2 - 9.4	0.03 - 3.9	0.0004 - 0.02	0.5 - 6.6	NA
Tofaletti (field)	0.062 - 4.0	0.095 - 0.76	NA	0.7 - 7.8	0.07 - 56.7 (R)	0.000002 - 0.0011	63 - 3640	32 - 93
Tofaletti (flume)	0.062 - 4.0	0.45 - 0.91	NA	0.7 - 6.3	0.07 - 1.1 (R)	0.00014 - 0.019	0.8 - 8	40 - 93
Yang (field-sand)	0.15 - 1.7	NA	NA	0.8 - 6.4	0.04 - 50	0.000043 - 0.028	0.44 - 1750	32 - 94
Yang (field-gravel)	2.5 - 7.0	NA	NA	1.4 - 5.1	0.08 - 0.72	0.0012 - 0.029	0.44 - 1750	32 - 94

- **Modelación de procesos fluviales**

Inicialmente podemos decir que los **modelos numéricos, matemáticos o computacionales** son aquellos en los que se conocen las ecuaciones que describen los fenómenos en cuestión y sus parámetros, como así también las condiciones iniciales y de contorno. Gracias a la generalización de computadoras personales, cada vez más potentes y económicas, este tipo de modelos se ha vuelto muy popular dentro de la hidráulica fluvial.

Por otra parte, los **modelos físicos** son aquellos donde las ecuaciones exactas del movimiento son desconocidas y/o los parámetros intervinientes no se han medido, o más aún las condiciones iniciales y/o de contorno pueden ser vagas e imprecisas.

Según el punto de vista del tratamiento temporal de los procesos a estudiar, los modelos numéricos pueden clasificarse en **permanentes, cuasi-permanentes e impermanentes**.

Por otro lado, si se considera el tratamiento del transporte de sedimentos y los procesos asociados, los modelos pueden ser del tipo **hidráulicos/hidrodinámicos**, que son los que resuelven sólo los parámetros hidráulicos del escurrimiento, o del tipo **morfológicos**, que resuelven las ecuaciones de transporte de sedimento y evalúan los procesos de erosión y sedimentación vinculados.

Tradicionalmente, los modelos de erosión y transporte de sedimentos se clasifican en **modelos basados en procesos físicos** y en **modelos empíricos**. Los primeros describen los procesos con base en fundamentos hidrológicos y de mecánica de la erosión-transporte a partir de las leyes de conservación de masa, momentum y varias formas de energía. Los modelos empíricos no se basan en las leyes generales y son tipificados por la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo (EUPS) (Bravo-Espinosa *et al.*, 2004).

Considerando el factor tiempo, los modelos pueden clasificarse como **estáticos y dinámicos**. Los modelos estáticos o invariantes incluyen ecuaciones empíricas donde el tiempo no es una variable independiente, mientras que los modelos dinámicos requieren ecuaciones diferenciales donde el tiempo sí es una variable independiente (Woolhiser, y Brakensiek, 1982).

En adición, existen **modelos agregados y distribuidos** dependiendo del grado de discretización de las variables de entrada; por ejemplo, el modelo distribuido WEPP (Water Erosion Prediction Project), que cuantifica el desprendimiento, transporte de partículas de suelo y la sedimentación, incluye parámetros y variables con distribución espacial y temporal, entre ellos, cantidad e intensidad de la lluvia, parámetros de erosionabilidad laminar y acanalada,

propiedades del suelo, longitud, forma, orientación, e inclinación de la pendiente (Lafien *et al.*, 1991).

Finalmente, desde el punto de vista del tipo y de las características del flujo, y de las simplificaciones que puedan hacerse para el tratamiento espacial del escurrimiento, los modelos numéricos pueden ser **uni, bi o tridimensionales**. Los unidimensionales se utilizan cuando hay una dirección de escurrimiento bien definida, sin variaciones bruscas de las secciones a lo largo del cauce, donde puede formularse la hipótesis que el flujo es unidimensional, las velocidades son tangenciales al eje del curso fluvial, y en general, se trabaja con parámetros hidráulicos medios en cada sección. Entre ellos podemos citar a HEC-RAS y MIKE-11. En los bidimensionales se simulan flujos naturales a superficie libre, donde el movimiento es esencialmente horizontal y puede ser descrito por una aproximación bidimensional debido a que la aceleración vertical es pequeña en comparación con la componente horizontal (periferia de islas, circulación y transporte en cuerpos de agua y zonas costeras, embalses, etc.). Entre ellos se encuentran por ejemplo MIKE-21 y RMA2. Los modelos tridimensionales se utilizan para estudiar escurrimientos en tres dimensiones, y teóricamente resuelven flujos complejos a superficie libre, como ejemplo citamos el FLOW-3D.

En función de las características morfológicas del cauce (secciones transversales, pendientes), de la información hidrosedimentológica disponible para el río Las Cañitas y su cuenca (datos limnimétricos-caudales, granulometría de materiales de fondo, dirección de escurrimiento bien definida en su tramo pedemontano), y de los softwares de uso libre disponibles, se optó por aplicar el modelo HEC-RAS, versión 4.1. Este paquete de software es de uso gratuito, en general sencillo de manipular, y ampliamente utilizado a nivel mundial.

El objetivo principal de su aplicación fue calcular valores de erosión y agradación del lecho en el río Las Cañitas. Debido a la dificultad para obtener medidas directas del transporte de sedimentos, especialmente en las crecidas, para poder realizar la calibración del modelo, estos cálculos realizados por el programa HEC-RAS se presentan sólo para las ecuaciones de transporte que mejor representaron los valores de agradación o erosión observados en campo.

III.8.2 - CARACTERÍSTICAS DEL MODELO HEC-RAS

El modelo numérico incluido en este programa permite realizar análisis del flujo permanente e impermanente unidimensional y para redes de canales en cauces naturales de secciones transversales de geometría variada. La versión 4 del mismo posee herramientas que permiten estudiar la erosión y sedimentación en ríos, bajo un punto de vista unidimensional. Está diseñado para simular cambios en perfiles fluviales sobre periodos de tiempo prolongados, aunque puede aplicarse a eventos de crecidas individuales.

El registro de flujo entrante es dividido en una secuencia de flujos estacionarios de amplitud y duración variables, es decir que se trabaja en la condición de flujo casi-estacionario.

Para una geometría de cauce dada, definida por medio de perfiles transversales separados una determinada distancia entre sí, y especificados por coordenadas, el programa calcula los parámetros hidráulicos en cada sección a partir de una rutina de curva de remanso. Estos parámetros son los de equilibrio local (velocidad media, pendiente de energía, profundidad, etc.).

Se debe proveer la carga de sedimento en la sección extrema de aguas arriba, para cada fracción granulométrica, como una función del caudal de entrada. Para arena, la carga de sedimento en el resto de las secciones se computa a partir de la elección de alguna fórmula de transporte, para lo cual se dispone de varias expresiones preestablecidas propuestas por diversos autores: Engelund-Hansen, Ackers-White, Laursen-Copeland, Meyer-Peter Müller, Yang, Toffaleti y Wilckok. Las fracciones limo y arcilla, se transportan sin depositación mientras el esfuerzo de corte en el lecho sea superior a cierto valor considerado crítico. Una vez que dicho esfuerzo cae debajo del valor crítico, la depositación se calcula como un decaimiento exponencial en función de la velocidad media del flujo y la velocidad de caída de las partículas. Para ello pueden utilizarse también diversos métodos, tales como el de Ruby, Van Rijn o Toffaleti.

Los cambios de la cota del fondo se determinan usando una solución en diferencias finitas centradas de la ecuación de continuidad del sedimento.

Para cada volumen de control el programa requiere colocar límites laterales para erosión y sedimentación. El modelo permitirá la depositación en toda la porción del cauce en contacto con agua, pero sólo erodará el canal dentro de los límites definidos.

En cuanto a la presentación de los resultados del análisis de sedimentos, HEC-RAS se basa en el sistema de unidades inglesas. Los mismos se pueden visualizar en forma de gráficos para las distintas variables y en las diferentes secciones de análisis, y también en forma de tablas.

III.8.3 - IMPLEMENTACION DEL MODELO

III.8.3.1 - Geometría del cauce

Los datos geométricos en HEC-RAS consisten en vincular a un flujo secciones transversales a lo largo de un tramo de río, para crear un sistema de flujo esquemático. La información que se carga al software incluye posición y elevación de cada punto perteneciente a cada sección transversal, distancia aguas abajo entre una sección y la siguiente (tanto sobre el canal como por ambos márgenes), lo que define la longitud del flujo, y, también para cada sección, los valores del coeficiente de Manning para el canal y para ambas márgenes.

Para ello, en ambiente SIG se digitalizó el cauce y 31 secciones transversales al mismo, principalmente en función de variaciones en el ancho del canal, a partir de imágenes Landsat 5TM de fecha 30/12/2008 y Google Earth georeferenciadas, y de un modelo digital de elevaciones (MDE) del X-SRTM con 25 m de resolución espacial. Se utilizó el software HEC-GeoRAS, que consiste de un set de herramientas de ArcGIS diseñadas para procesar datos geoespaciales, que permiten bajo el entorno de los SIG, facilitar y complementar el trabajo con HEC-RAS. De este modo, se creó un archivo con datos de geometría del terreno, tales como el cauce y las secciones transversales que luego fue importado en HEC-RAS.

Desea aclararse que las cotas de las secciones transversales importadas desde el SIG en el sector pedemontano de la cuenca, y particularmente en los alrededores del cauce, fueron descartadas por la falta de precisión del MDE para la caracterización geométrica de estos sectores. Por lo tanto, para la esquematización de las secciones se emplearon datos relevados en campo con cinta y jalón, fotografías digitales de distintos sectores del canal, y en 3 casos, relevamiento con estación total. Para establecer la pendiente del canal se empleó información de un relevamiento de Agua y Energía (1967) y de mediciones puntuales efectuadas con estación total.

Para dar estabilidad a los cálculos en HEC-RAS, entre las 31 secciones originales se interpolaron otras cada 150 metros, obteniendo un total de 87 secciones para una longitud de tramo de 10.395,4 metros. Además, como en este tramo, el río Las Cañitas es atravesado por un puente sobre la Ruta Prov. N° 23, se creó este elemento mediante la herramienta "Bridge Culvert Data" y se lo incluyó en la modelación.

La geometría del cauce y secciones transversales definidas, luego de importar el proyecto en HEC-RAS se muestra en la Figura III.8.1, junto a una imagen Google Earth del tramo modelado. La representación del puente sobre el río Las Cañitas se presenta en la Figura III.8.2.

Los valores del coeficiente de Manning asumidos para el canal variaron entre 0,03 y 0,04, mientras que para la llanura de inundación y márgenes de los tramos sinuosos se utilizaron valores entre 0,04 y 0,06. En los sectores de canal semiconfinados, donde las márgenes del canal están constituidas por sedimentos cohesivos, se usaron coeficientes entre 0,04 y 0,05. Estos valores fueron estimados a partir del análisis de antecedentes bibliográficos, tales como Chow (1982) teniendo en cuenta la configuración del cauce y los materiales de márgenes y fondo.

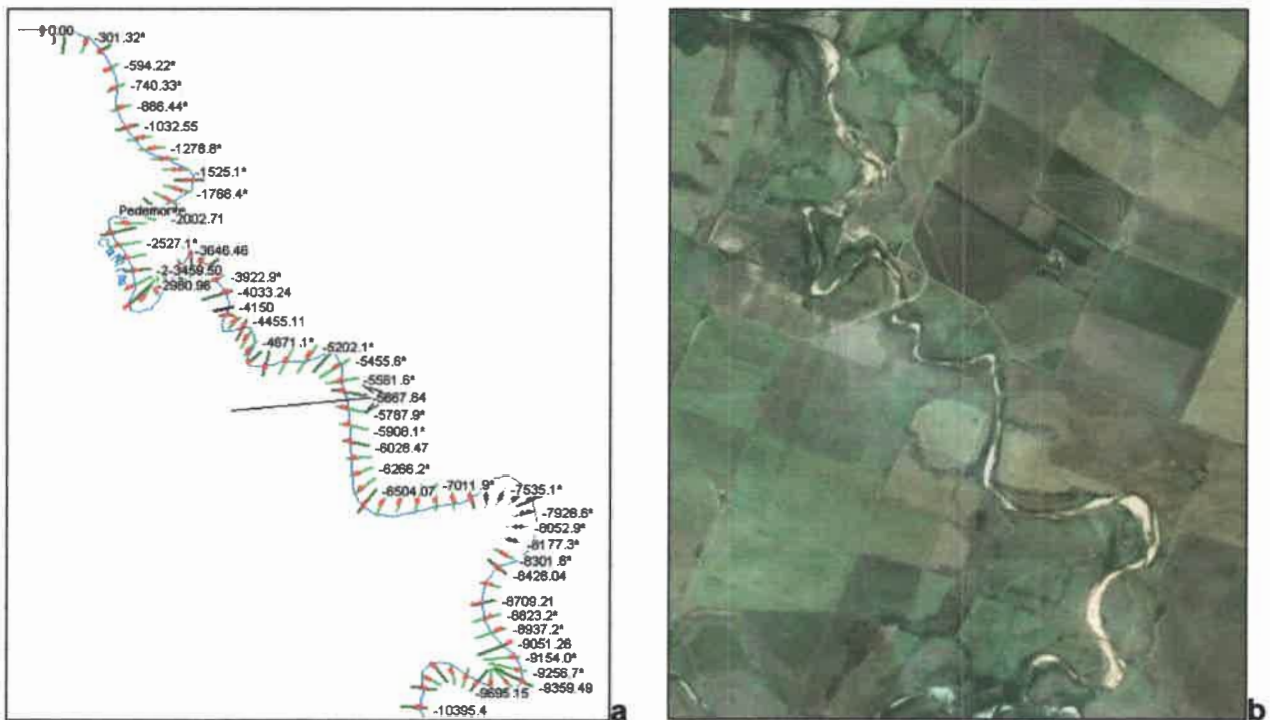


Figura III.8.1. a) Geometría del cauce del tramo modelado y secciones transversales originales e interpoladas. b) Imagen Google Earth del río Las Cañitas.

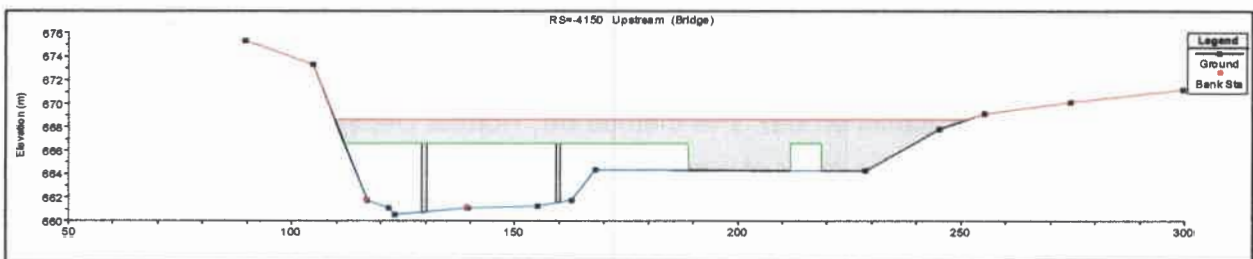


Figura III.8.2. Representación del puente sobre el río Las Cañitas en HEC-RAS.

III.8.3.2 - Condiciones de borde para el flujo

Como *condición de borde aguas abajo* se eligió para todas las corridas del modelo el método "Normal Depth", que requiere ingresar la pendiente de fricción del tramo final de análisis (0,002 en este caso, que corresponde a la pendiente del lecho). El programa determina una profundidad aguas abajo de cada flujo de la serie usando el método de área/pendiente (resolviendo la ecuación de Chezy-Manning).

Como *condición de borde aguas arriba* se debe cargar un valor de caudal en caso de trabajar bajo condiciones de flujo permanente, o un hidrograma en el caso de flujo cuasi-impermanente. En este último caso cada registro ingresado debe tener una duración del flujo y un tiempo de cálculo; inicialmente se empleó un hidrograma de 3 años de duración, con datos de caudales a intervalos de 1 hora, cuyo detalle se mostrará más adelante en este capítulo.

III.8.3.3 – Verificación del modelo en flujo permanente

Con el objetivo de verificar el correcto funcionamiento hidráulico del sistema, inicialmente se corrió el modelo en condición de flujo permanente y en régimen subcrítico. Con ello se analizó el comportamiento del río para lograr un modelo hidráulico consistente, previamente a adicionar el transporte de los sedimentos. Para esta primera etapa fue necesario crear un archivo de la geometría del cauce, uno para las condiciones del flujo, y un plan de simulación.

Una vez que el modelo corrió sin problemas de inestabilidad en condiciones de flujo permanente, se procedió al cambio de unidades en el proyecto de trabajo, del sistema métrico al de unidades inglesas, ya que como se citó anteriormente, el módulo para transporte de sedimentos funciona sólo bajo este sistema.

La Figura III.8.3 muestra la carga de datos en el archivo de flujo permanente, en este caso con un caudal de 100 m³/seg, que se corresponde con caudal algo menor al de la recurrencia de 5 años calculada por Ganancia Martínez (2010), en la sección inicial del tramo (condición de borde aguas arriba), y el método de "Normal Depth" (condición de borde aguas abajo). En la ventana para crear el plan de simulación se aprecia la información referida a la geometría del cauce, el caudal y el régimen de flujo (Fig. III.8.4).

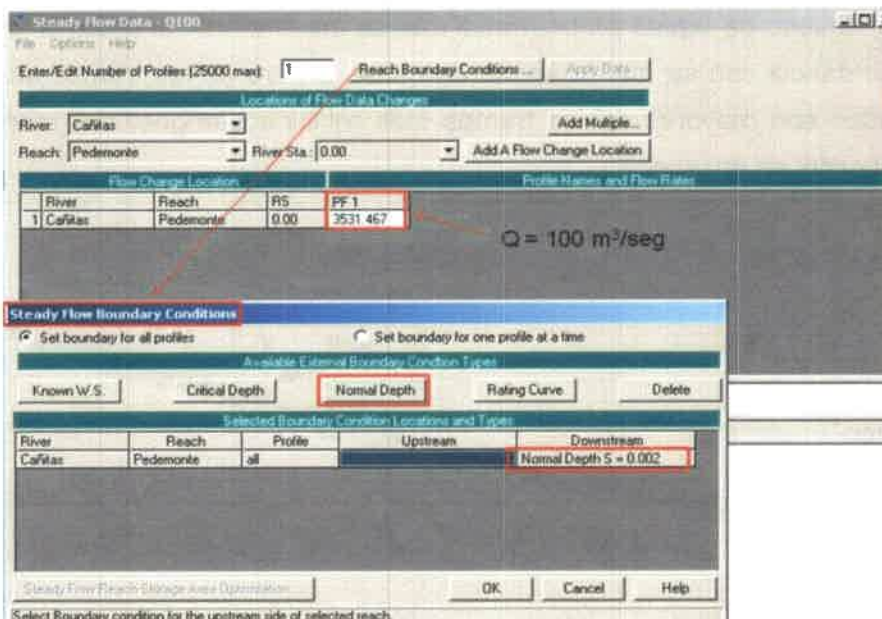


Figura III.8.3. Carga de datos para la condición de flujo permanente.

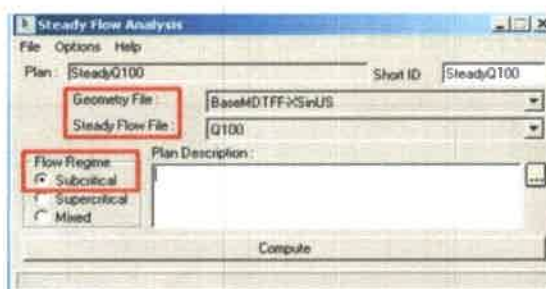


Figura III.8.4. Plan de simulación para condición de flujo permanente.

La Figura III.8.5 muestra los niveles de agua calculados a lo largo del perfil longitudinal del río. La ubicación a lo largo del canal debe leerse en el gráfico desde aguas arriba (a la derecha) hacia aguas abajo (a la izquierda). En la sección previa y en el puente en sí mismo se observan alteraciones en el perfil, asociadas a que en este sector hay una contracción del flujo por estrechamiento de la sección de paso (Fig. III.8.6).

La altura alcanzada por la lámina de agua para este caudal se presenta a modo de ejemplo para algunas de las secciones transversales en la Figura III.8.7.

En relación a las velocidades del flujo, para el canal en general varían entre 1,2 y 3,05 m/s (4-10 pies/seg), mientras que en las márgenes en general no supera 1,2 m/seg (Fig. III.8.8). En esta misma figura se han diferenciado los tres tramos con diferente diseño de canal, y puede observarse que en general las velocidades en el centro del canal van decreciendo en

el tramo sinuoso de aguas arriba, hasta que se incrementan al pasar al tramo semiconfinado, en concordancia con su menor ancho de canal. Dentro de los tramos de diseño sinuoso, las velocidades son mayores en los tramos más rectilíneos/angostos y menores en las curvas, donde el canal se ensancha.

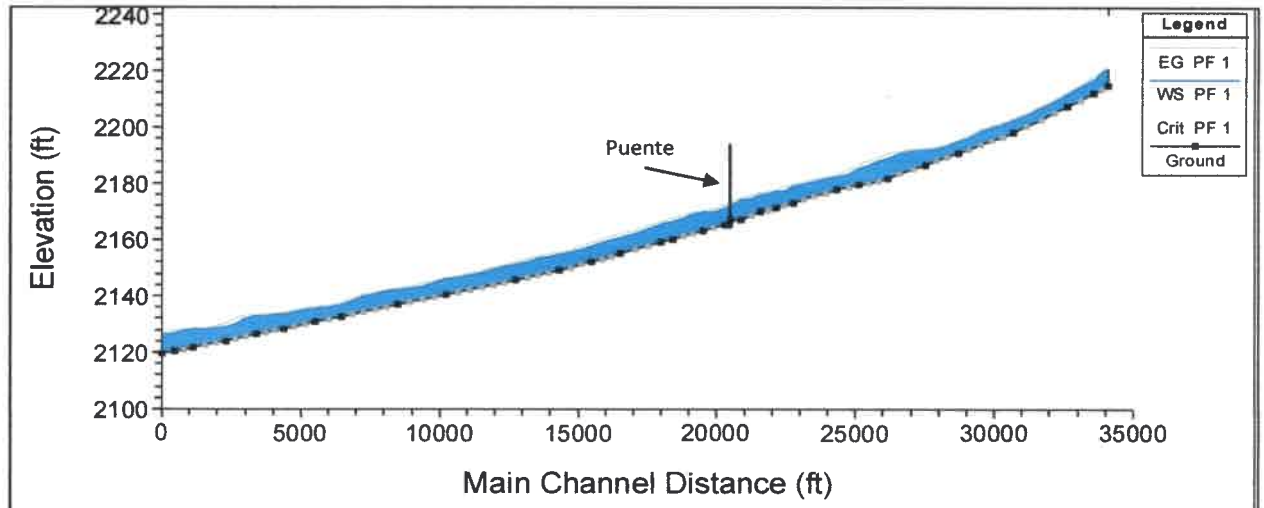


Figura III.8.5. Elevación de la lámina de agua en el perfil longitudinal para un caudal de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ y flujo uniforme. Unidades de los ejes en pies (5000 pies = 1524 m).



Figura III.8.6. Puente sobre el río Las Cañitas, puede observarse el importante estrechamiento de la sección aguas abajo del mismo.

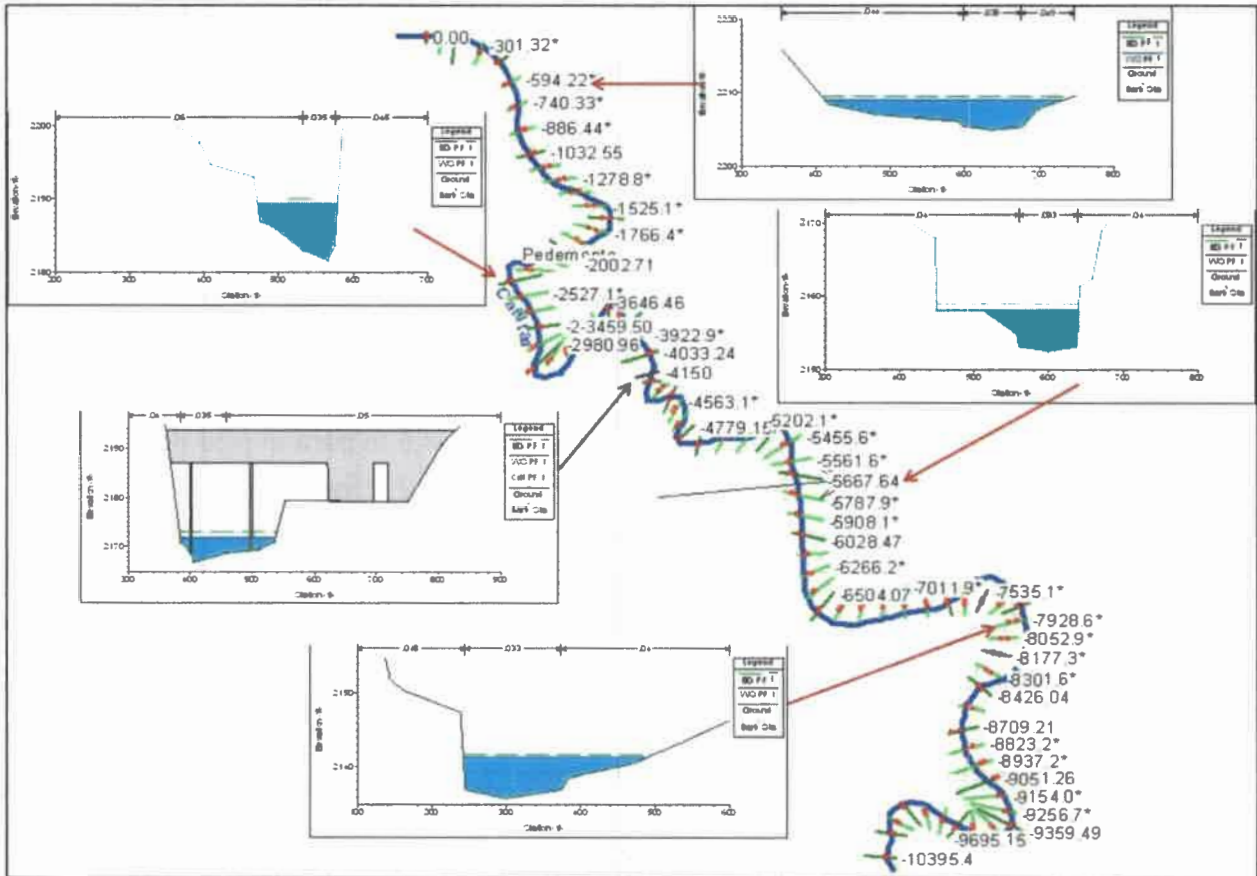


Figura III.8.7. Traza del cauce y secciones transversales para el río Las Cañitas, y lámina de agua alcanzada en algunas secciones representativas a partir de un caudal de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, considerando flujo uniforme.

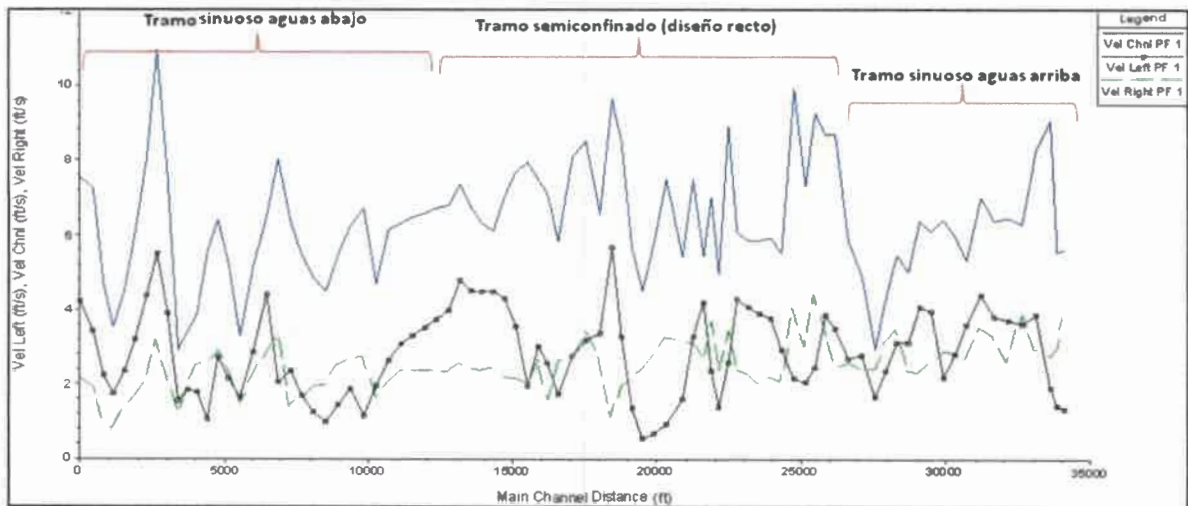


Figura III.8.8. Velocidades alcanzadas en pies/s en los tramos con diferente diseño en planta para un caudal de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, línea continua: canal principal, línea con puntos: margen izquierda y línea de trazos: margen derecha ($1 \text{ pie/s} = 0,305 \text{ m/s}$).

Para contrastar los valores de profundidad del agua y velocidad alcanzada para este caudal se cuenta con algunas medidas efectuadas en bajantes de crecientes.

Un caso es la del 14/02/14, donde se observó en la sección del puente (-4105) el nivel de agua en aproximadamente 2 m, estimándose en esta oportunidad un caudal de 180 m³/s. HEC-RAS calculó para el caudal de 100 m³/s una profundidad media de 0,91 m.

Para la bajante de la crecida del 22/11/12, el limnómetro instalado en el río Las Cañitas indicó una altura de agua de 0,5 m, para un caudal medido de aproximadamente 20 m³/s (velocidad de la corriente 1,3 m/s). HEC-RAS calculó para esta sección una altura de la lámina de agua de 1,92 m, para el caudal de 100 m³/s, y una velocidad de 2 m/s. También en esta misma sección el limnómetro marcó una altura de agua de 4,5 m para el pico de una creciente del 25/02/15, donde utilizando una velocidad promedio de 2,4 m/s, se estimó un caudal de 406,1 m³/s. Finalmente, también se puede apreciar que en la curva altura-caudal (aunque es preliminar), elaborada para el río Las Cañitas (Fig. III.5.8), que un caudal de 100 m³/s, corresponde a una altura de aproximadamente 1,70 m. Estos datos también son acordes con los resultados del modelo.

III.8.3.4 – Modelación en flujo cuasi-impermanente

En HEC-RAS, el transporte de sedimentos tiene una subrutina separada para la modelación del flujo, en flujo cuasi-impermanente. Este módulo calcula la hidráulica del flujo para cada caudal, usando el módulo de flujo permanente. Esta es una simplificación que considera que el flujo se adapta instantáneamente en toda la longitud modelada a los cambios de caudal. En la modelación de tramos no demasiado largos de ríos, escurrimientos con velocidades no muy bajas, y cuando se evalúa la evolución de cauces en períodos de tiempo prolongados, puede considerarse que esta hipótesis no afecta significativamente los resultados.

Cada discretización del flujo permanente es dividida, y posteriormente subdividida en tiempos más pequeños para los cálculos de transporte de sedimentos. La *duración del flujo* representa el intervalo de tiempo a lo largo del cual el caudal, sus características, la temperatura y la carga de sedimentos se asumen como constantes. Si el caudal es aforado diariamente la duración del flujo sería 24 horas, a menos que un tiempo más corto sea interpolado. La *duración del flujo* es luego subdividida en un *incremento de cálculo*. Aunque el caudal siga siendo el mismo durante la duración del flujo, la geometría del lecho y la hidrodinámica del río son actualizadas después de cada incremento de cálculo. Finalmente, el incremento de cálculo es subdividido en el *tiempo de mezclado* del lecho. Durante cada tiempo

de mezclado en un incremento de cálculo la batimetría, los parámetros hidráulicos y potencial de transporte para cada tamaño de partícula permanecen constantes. Sin embargo, los cálculos de erosión y sedimentación ocurren en este período de tiempo, y pueden causar cambios en la composición de las capas de mezclado en el lecho. El perfil de gradación vertical es reordenado debido a la adición o remoción de material. Desde que se activan los cambios en la capa de gradación durante el tiempo de mezclado, la capacidad de transporte de sedimentos cambia aún cuando la hidrodinámica (y, por tanto, el potencial de transporte) permanece constante (Brunner, 2010a).

Se debe crear para esta rutina un archivo de la geometría del cauce, otro del flujo cuasi-impermanente, uno de los sedimentos del lecho y función de transporte aplicada, y un archivo del plan de simulación.

III.8.3.4.1 - Parámetros asociados a los sedimentos y condiciones de borde

Funciones de transporte:

De acuerdo a las características del río Las Cañitas (ancho de canal, velocidad del flujo, profundidad) se escogieron dentro de las ecuaciones de transporte disponibles en HEC-RAS las que más se adaptaban a este caso. Dadas las características granulométricas del lecho en el río Las Cañitas (dominantemente areno-gravoso), se eligieron las ecuaciones de Laursen-Copeland, Yang, Ackers-White y Engelund-Hansen para cálculo del transporte total. Además de utilizó la ecuación de Meyer-Peter-Müller para calcular el transporte de fondo.

Se realizaron corridas del modelo utilizando las diferentes funciones de transporte de sedimentos, se evaluaron los resultados obtenidos en cada una de ellas, lo que permitió descartar algunas y continuar trabajando con aquellas que ofrecieron un modelo más estable para luego evaluar distintos escenarios.

Método de clasificación: para computar el espesor de la capa activa y el seguimiento vertical del lecho se seleccionó el de **Exner5**, un modelo de lecho de tres capas activas, que tiene la capacidad de formar una capa superficial más gruesa que limitará la erosión del material subyacente, simulando de este modo un lecho acorazado. El otro método disponible en HEC-RAS es el de **Capa Activa**, una simplificación de un lecho con dos capas, donde el espesor de la capa activa es igual al diámetro d_{90} de la capa, este método es válido sólo para gravas (Brunner, 2010b).

Método de velocidad de caída: Se seleccionó el de Rubey (1933), que toma en cuenta indirectamente los efectos de la temperatura sobre la velocidad de caída de los sedimentos. Es una relación analítica entre el fluido, las propiedades del sedimento y la velocidad de caída basada en la combinación de la ley de Stokes (para partículas finas sujetas únicamente a la resistencia viscosa) y una fórmula de impacto (para partículas fuera de la región de Stokes). Esta ecuación ha sido modificada para ser aplicada para limos, arena y gravas, aunque Rubey menciona que las partículas con una gravedad específica de aproximadamente 2,65 son las más apropiadas para esta ecuación, ya que las demás partículas tienden a caer antes de lo que predice la ecuación (Brunner, 2010).

Los otros dos métodos ofrecidos en HEC-RAS son el de Tofaletti (1968) y el de Van Rijn (1993).

Máxima profundidad de erosión: en HEC-RAS cada sección transversal tiene asociado un volumen de control de sedimentos, el cual comienza a mitad de la distancia con la sección ubicada aguas arriba y finaliza a mitad de la distancia con la próxima sección aguas abajo (Fig. III.8.9). El usuario debe definir el ancho y espesor vertical del volumen de control. En este caso se colocó una profundidad máxima hasta la cual el programa permitirá erodar de 1.0 m en los dos tramos con en que el río Las Cañitas posee un diseño sinuoso (secciones 0 a -2002.71 y -6147.3 a -10.395.4) y de 0,60 m en el tramo de diseño recto (secciones -2142.9 a -6028.47), ya que como fue mencionado anteriormente, en este tramo los sedimentos fuertemente cementados de la Fm. Pampiano/Chocancharava están más próximos a la superficie y el aluvión posee menor espesor.

También en las dos últimas secciones del tramo modelado (previas a la confluencia con el río Piedras Blancas), se colocó un valor de "0", a fin de evitar la erosión vertical en este sector, ya que aquí y en la confluencia de ambos también afloran estas secuencias.

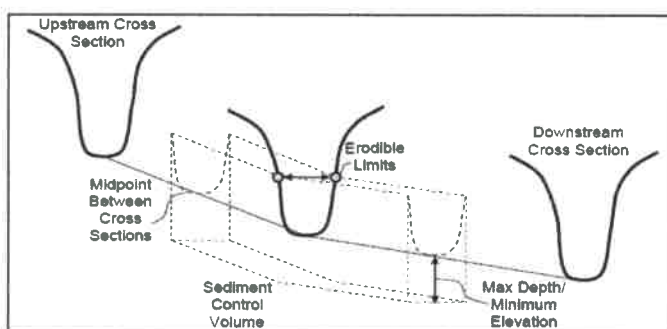


Figura III.8.9. Esquema del volumen de control de sedimentos asociado a una sección transversal (tomado de Brunner, 2010).

Límites móviles de la sección transversal: se asignaron límites laterales hasta donde el programa permitirá la erosión o agradación. HEC-RAS permite depositar dentro del perímetro mojado de cada sección transversal, pero sólo erosionar hasta los límites que se le indiquen.

Granulometría del lecho: cada sección transversal debe tener asociada una granulometría, la cual se ingresa por ejemplo, como una curva de porcentaje acumulado. Se crea una plantilla con la muestra granulométrica y esa plantilla puede asociarse a un rango de secciones transversales. En este caso se utilizaron las 3 muestras granulométricas obtenidas en el río Las Cañitas, localizadas en las secciones -2423.46, -4205.33 y -4906.92 m, y éstas fueron extrapoladas al resto de las secciones. En todas ellas dominan los materiales arenosos gruesos-gravosos.

Propiedades de los sedimentos: como "gravedad específica" se dejó el valor 2,65, que está por defecto para todos los sedimentos. Si bien no es universalmente válido, sólo es posible colocar un valor por cada archivo de sedimentos. Como "factor de forma" (relación entre el eje más corto y más largo de una partícula) se colocó un valor de 0,6. Las "densidades" de las partículas son utilizadas para convertir masas erodadas o depositadas en volúmenes que se traduzcan en cambios en la elevación del lecho. Se ingresaron los siguientes datos en libras por pie cúbico: 93 para arena/grava, 65 para limo y 30 para arcilla.

Condiciones de borde para los sedimentos: debido a que no se cuenta con una curva caudal líquido/caudal sólido, se utilizó inicialmente la opción "Carga en equilibrio", donde el programa computa la capacidad de transporte de sedimentos, para cada paso de tiempo, en la sección transversal especificada, y ésta es usada como la entrada de sedimentos al tramo. Como la carga es igual a la capacidad, en esta sección inicial no ocurrirá erosión ni sedimentación.

III.8.3.4.2 - Ajuste inicial de las características del canal

Debido a que se partió de una pendiente del lecho uniforme, tal como se señalara precedentemente, con pocas secciones transversales relevadas en detalle (y muchas de ellas inclusive interpoladas) y, considerando además, que la variabilidad granulométrica en el tramo modelado es difícil de representar con buen grado de detalle a partir del muestreo puntual de materiales del lecho, inicialmente se corrió el modelo con una serie de caudales de tres años. Este procedimiento tuvo el objetivo de obtener una pendiente más ajustada y distribuciones

granulométricas más acordes (acomodadas) a las condiciones del cauce, es decir, tendientes a ser más gruesas en las secciones más angostas, donde la velocidad es mayor. Luego, se guardó la geometría final de este lecho y se la utilizó como geometría inicial para posteriores corridas. Los caudales empleados pertenecen al registro de la estación La Tapa (SSRH, 2013), del 1/1/01 al 31/12/03 (a intervalos de 1 hora), totalizando 26.280 datos. Para representar el aporte de caudal de la subcuenca del río Las Tapias, teniendo en cuenta que este curso es de carácter efímero en el tramo previo a la confluencia con el río La Tapa, se sumaron al hidrograma de la estación La Tapa sólo los caudales correspondientes a la estación Las Tapias donde se registró aumento del nivel de agua en las crecidas. El hidrograma construido a partir de estos 3 años de datos se presenta en la Figura III.8.10. Los caudales máximos en cada ciclo de lluvias estuvieron en el orden de los 100 a 140 m³/seg.

Las Figuras III.8.11 y III.8.12 muestran las ventanas para la carga de este hidrograma utilizado como condición de borde aguas arriba (con las condiciones de temperatura indicadas anteriormente) y el método "Normal Depth" como condición aguas abajo, respectivamente.

Debido a que algunos aspectos de la mecánica del transporte de sedimentos, particularmente la velocidad de caída de las partículas, son sensibles a la temperatura del agua, el programa requiere esta información. Se consideró una temperatura de 25°C para los meses de diciembre a marzo y de 15°C para abril a junio.

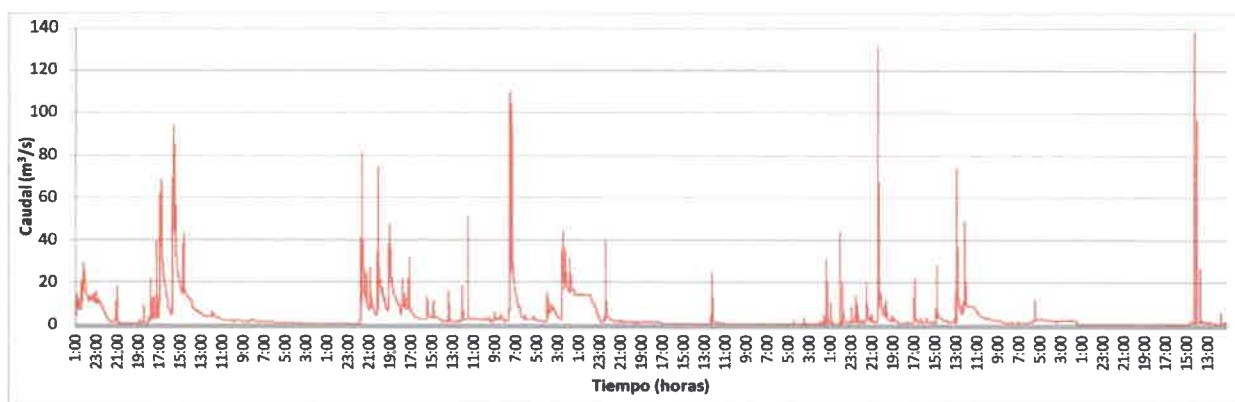


Figura III.8.10. Hidrograma observado correspondiente a la suma de caudales de las estaciones La Tapa y Las Tapias, a partir de 3 años de datos a intervalos de 1 hora (2001-2003).

La Figura III.8.13 muestra la ventana para cargar la información relacionada a las condiciones iniciales y parámetros del transporte de sedimentos, en este caso utilizando la ecuación de Engelund-Hansen. Se muestra a modo de ejemplo una subventana con la granulometría cargada en una sección transversal. La Figura III.8.14 por su parte, muestra la

condición de borde cargada en la sección inicial del tramo, que en este caso fue la "Carga en Equilibrio".

Finalmente, el plan de simulación para el análisis del transporte de sedimentos (Fig. III.8.15) incluye los archivos de la geometría del canal, del flujo cuasi-impermanente, de los sedimentos (en este caso con la ecuación de Engelund-Hansen) y el intervalo de tiempo a modelar.

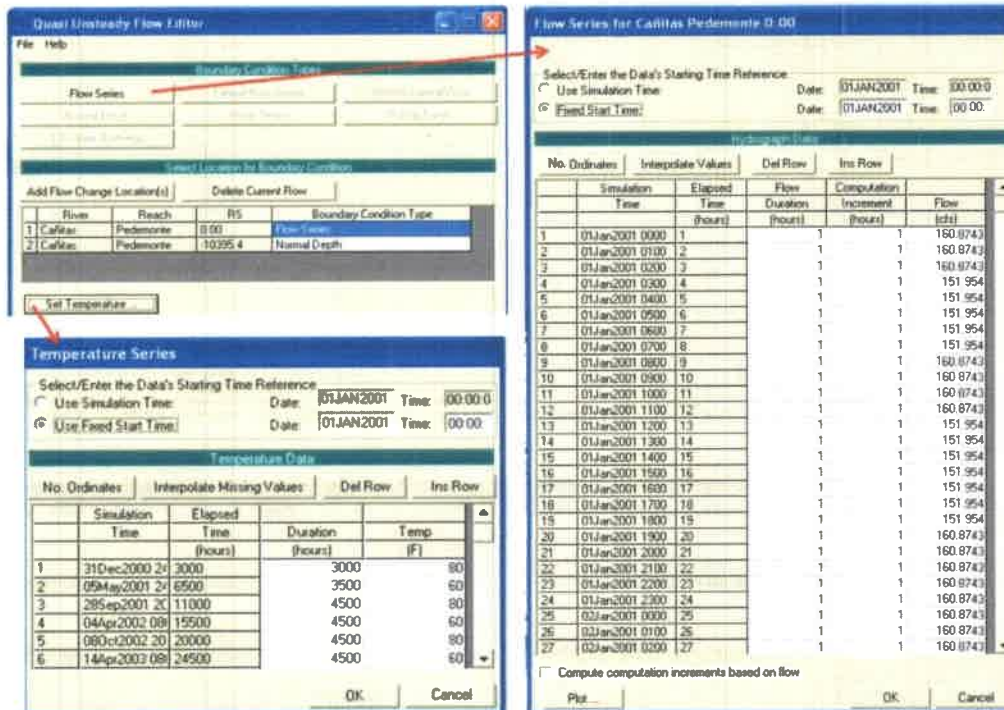


Figura III.8.11. Carga de datos para la condición de borde aguas arriba. Se muestra la tabla con los datos de caudales a intervalos de 1 hora y las condiciones de temperatura del agua.

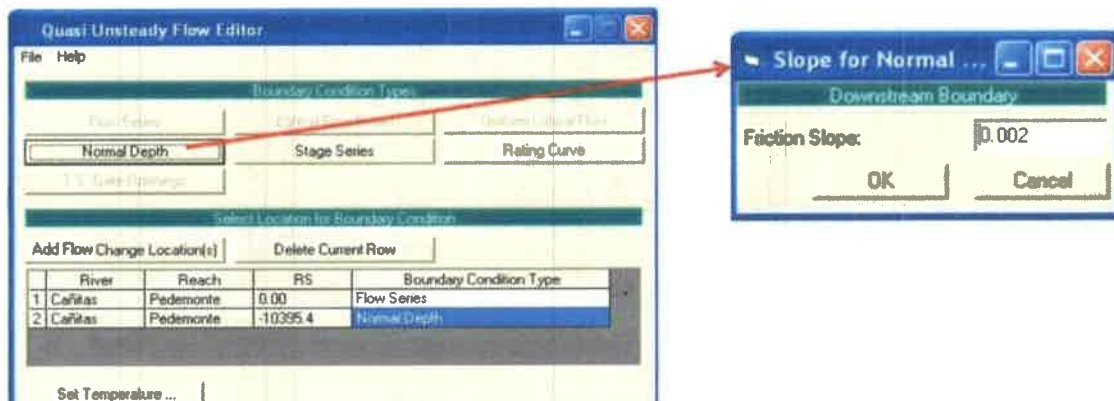


Figura III.8.12. Carga de datos para la condición de borde aguas abajo, con el valor de pendiente asignado.

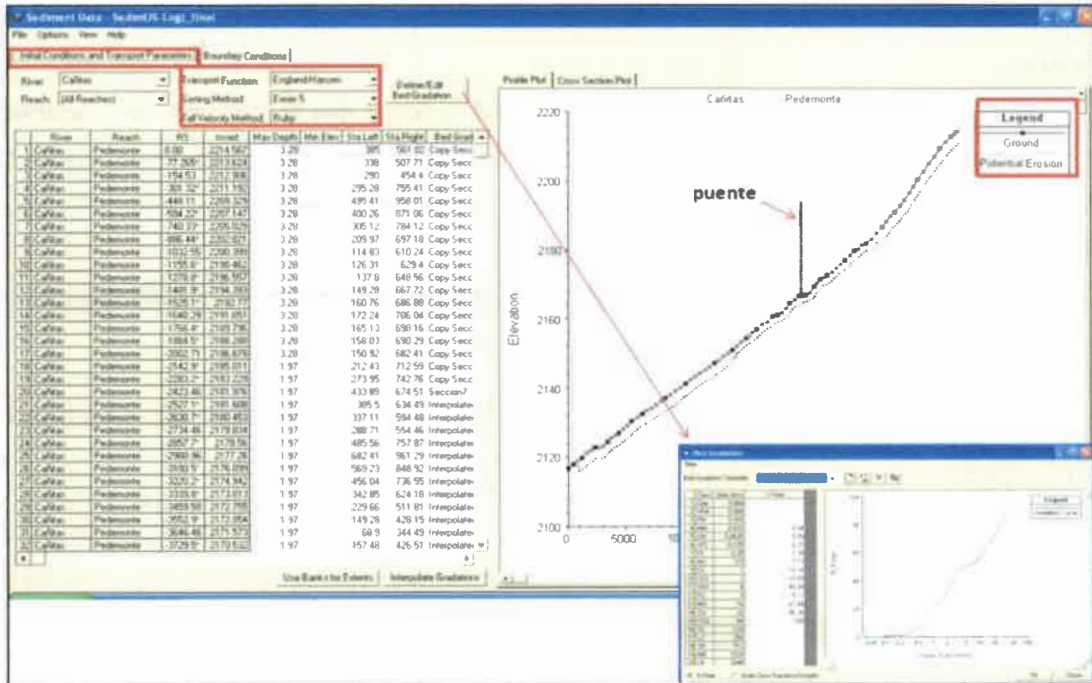


Figura III.8.13. Condiciones iniciales y parámetros del transporte de sedimentos para la ecuación de Engelund-Hansen.

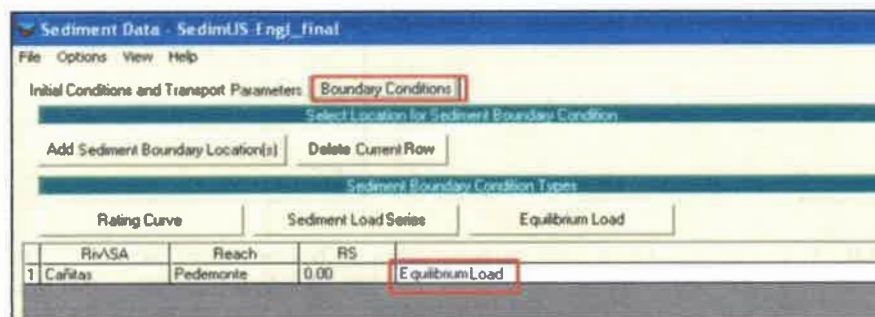


Figura III.8.14. Condición de borde asumida para la sección inicial, para la ecuación de Engelund-Hansen.

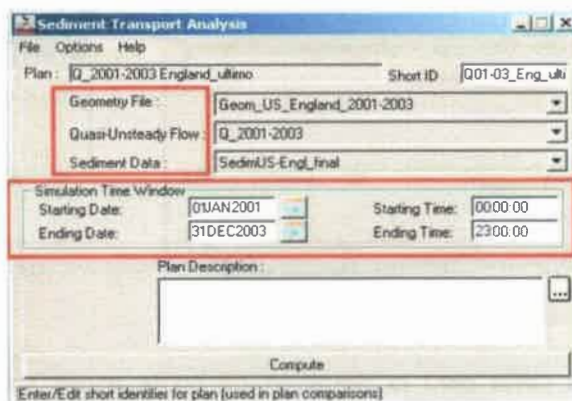


Figura III.8.15. Ventana del plan de simulación para el transporte de sedimentos, en este caso utilizando la función de Engelund-Hansen.

La Figura III.8.16 permite observar la pendiente uniforme del lecho inicial y las pendientes obtenidas mediante la aplicación de diferentes funciones de transporte de sedimentos disponibles en HEC-RAS, luego de correr los tres años de caudales. En esta etapa pudieron descartarse algunas de las funciones de transporte que se mostraban inestables en los cálculos, y continuar trabajando con otras. La de Engelund-Hansen y, en segundo lugar, la de Yang fueron las que mejor funcionaron de acuerdo a las características ingresadas para el río Las Cañitas, por lo que la geometría final del lecho obtenida mediante ambas ecuaciones fue utilizada como base para posteriores corridas del modelo. Las ecuaciones de MPM y Laursen mostraron condiciones de inestabilidad en los cálculos en gran parte del tramo modelado. En el caso de la ecuación de MPM, en la Figura III.8.16 se observa que en el tramo inicial se genera un proceso de erosión generalizada del lecho. Este desbalance entre erosión y transporte genera una situación de desequilibrio en el canal, lo que no se corresponde con el funcionamiento observado en condiciones naturales de este río.

Tanto para la ecuación de MPM como para la de Laursen estos problemas de inestabilidad se intentaron corregir haciendo un análisis de sensibilidad del incremento de tiempo computacional no obteniendo variaciones en los resultados. De igual modo también se interpolaron mayor número de secciones transversales y se disminuyó el intervalo entre caudales de 1 hora a 15 minutos, pero los resultados continuaron siendo insatisfactorios.

De este modo se prosiguió con el análisis del transporte generado mediante las ecuaciones de Engelund-Hansen y de Yang.

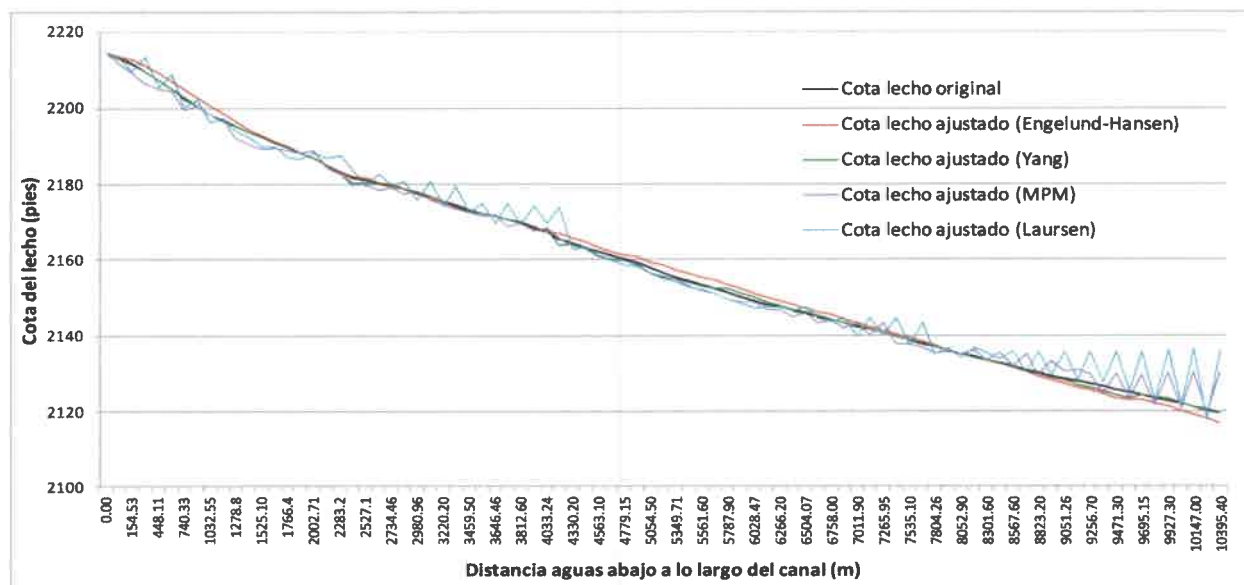


Figura III.8.16. Pendiente inicial y obtenida mediante las diferentes funciones de transporte de sedimentos, luego de correr la serie de 3 años de caudales para el río Las Cañitas.

III.8.4 - RESULTADOS DE LA MODELACIÓN

III.8.4.1 - Transporte mediante la función de Engelund-Hansen

Tomando como base la geometría del lecho generada con los tres años de datos de caudal, se corrió nuevamente el hidrograma de 3 años con esta función. Puede apreciarse que el modelo ha generado un lecho con una pendiente del canal relativamente estable (Fig. III.8.17), observándose al final del periodo segmentos donde ha ocurrido sedimentación y otros en los que han dominado los procesos erosivos.

La Figura III.8.18 presenta la variación en la cota del lecho al final de cada año de análisis. Desde el inicio del tramo y hasta la sección -3552.9* (ver localización en Fig. III.8.17) han predominado los procesos de agradación, con valores máximos de 0,25 m, y en general se observa que los cambios en la cota del lecho de este tramo se han dado principalmente en el primer año (curva del 31/12/01), mientras que para los 2 años siguientes han sido menos significativos (curvas del 31/12/02 y 31/12/03). Dentro de este tramo, se observan subordinadamente procesos de erosión (sección -1032.55 y adyacentes).

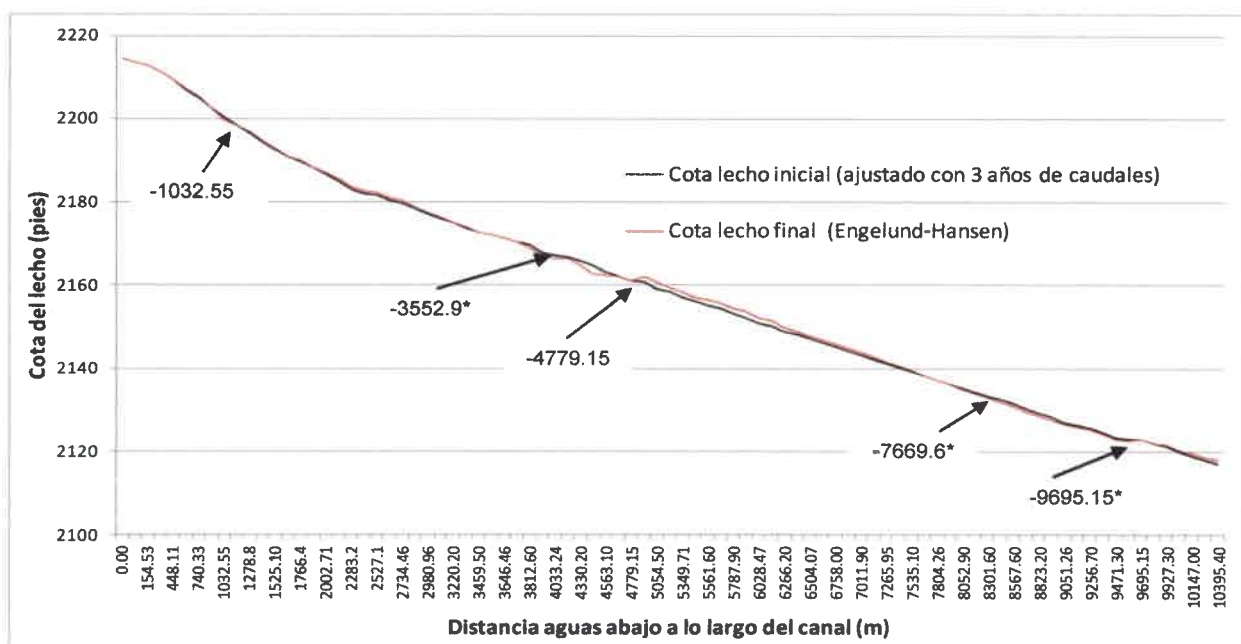


Figura III.8.17. Evolución de la cota del lecho del río Las Cañitas para el periodo de tres años (caudales años 2001-2003) según función de Engelund-Hansen.

En dirección aguas abajo, y hasta la sección -4779.15 el canal se ha comportado como un tramo predominantemente erosivo, con disminución de la cota del lecho en general menor a

0,30 m al final de los 3 años y, muy localmente, hasta casi los 0,60 m (Fig. III.8.18). Hacia aguas abajo puede observarse que en general nuevamente ha dominado la agradación (segmento hasta la sección -7669.6*), con valores máximos del orden de 0,45 m, y desde allí hasta la sección -9695.15* han tenido mayor relevancia los procesos erosivos, en algunas secciones más que en otras.

A modo de ejemplo se muestran secciones representativas de segmentos donde hubo dominio de agradación y erosión del lecho (Fig. III.8.19 a y b, respectivamente).

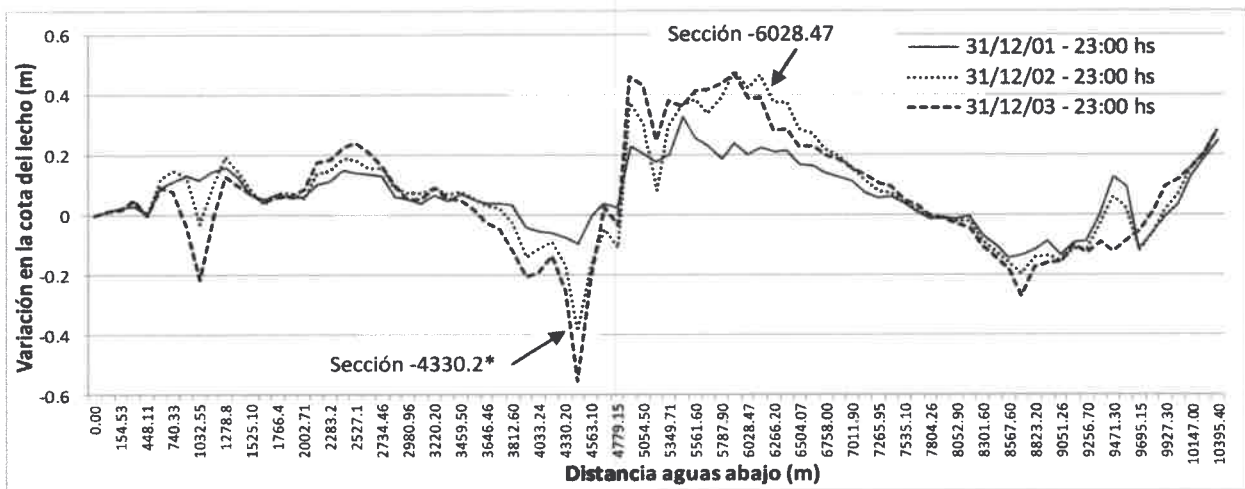


Figura III.8.18. Variación año a año de la cota del lecho para el periodo de análisis (2001-2003) según función de Engelund-Hansen.

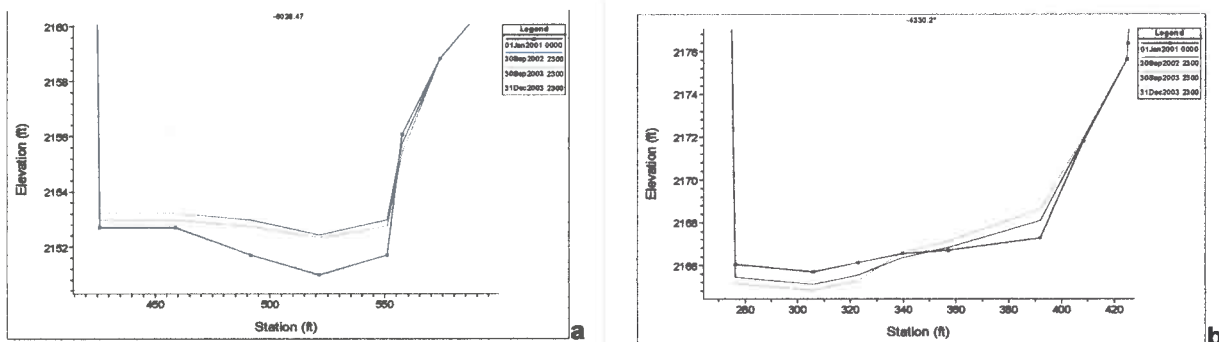


Figura III.8.19. Vista en detalle de la variación del lecho en el tiempo en: a) una sección (-6028.47) donde se generó agradación y b) otra donde ocurrió erosión (-4330.2*). Ver localización en Figura III.8.18.

El transporte de sedimentos calculado, acumulado a lo largo de los 3 años (Mass Out Cum, línea del 31 de diciembre de 2003, Fig. III.8.20), varía desde 474.000 Tn en el inicio del tramo de río a 343.350 Tn al final del mismo. Esta pérdida podría explicarse por procesos de acomodamiento y sedimentación de materiales a lo largo del canal durante el periodo de

análisis. En este gráfico se observa además que el transporte durante el año 2001 ha sido mayor (aprox. 200.000 Tn), respecto al 2002 (aprox. 100.000 Tn) y 2003 (aprox. 50.000 Tn), lo que concuerda con la mayor cantidad de eventos de crecida ocurridos a lo largo del primer año modelado.

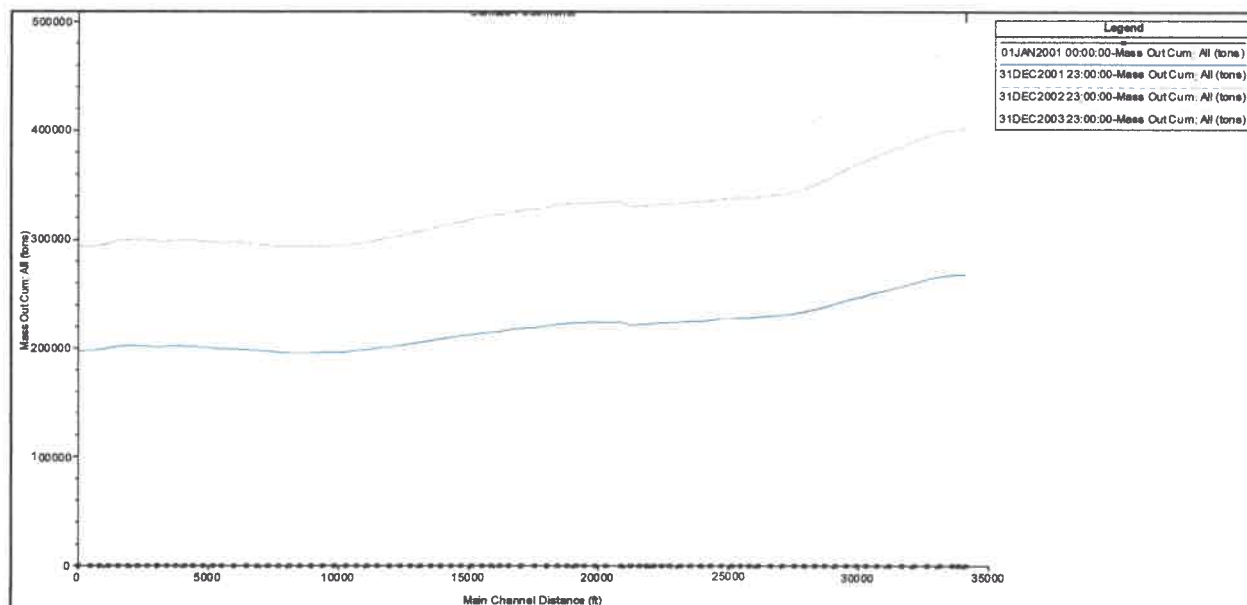


Figura III.8.20. Transporte de sedimentos acumulado año a año de análisis, según la función de Engelund-Hansen. El gráfico se lee desde aguas arriba (a la derecha) hacia aguas abajo (a la izquierda).

III.8.4.2 - Transporte mediante la función de Yang

Al igual que en el caso anterior, sobre la geometría final del lecho obtenida mediante esta ecuación, fue corrido nuevamente el hidrograma con los tres años de datos de caudales. Los resultados permiten observar que a lo largo del tramo modelado el canal ha ido ajustando la pendiente mediante segmentos más erosivos y otros de agradación, a excepción del segmento entre las secciones -3812.60 y 5202.1* en los que se observa inestabilidad en los cálculos (Fig. III.8.21). La disminución de la cota del lecho tuvo en general valores menores a 0,40 m (y localmente hasta 0,55 m), mientras que los valores de agradación en general fueron menores a 0,15 m (Fig. III.8.22). Al igual que lo observado con la función de Engelund-Hansen, al final del año 2001 ya han ocurrido los cambios más importantes en el lecho, en comparación con los dos años siguientes.

El transporte acumulado al cabo de los 3 años (Fig. III.8.23) es de algo más de 1.489.000 Tn al inicio del tramo, y de 1.415.000 al final del mismo. A diferencia de los resultados obtenidos por Engelund-Hansen, este valor se mantiene uniforme a lo largo de todo

el tramo, y se destaca la importante diferencia obtenida entre ambas ecuaciones en los cálculos del material transportado acumulado (mayores en el caso de Yang).

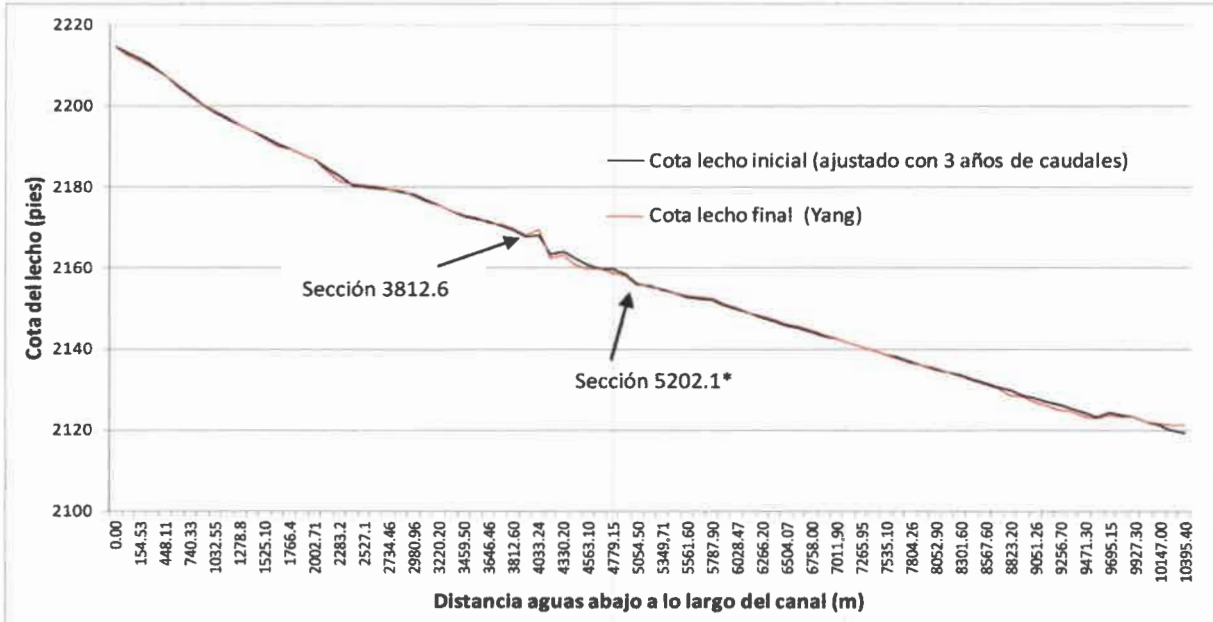


Figura III.8.21. Evolución de la cota del lecho del río Las Cañitas para el periodo de tres años (2001-2003) según función de Yang.

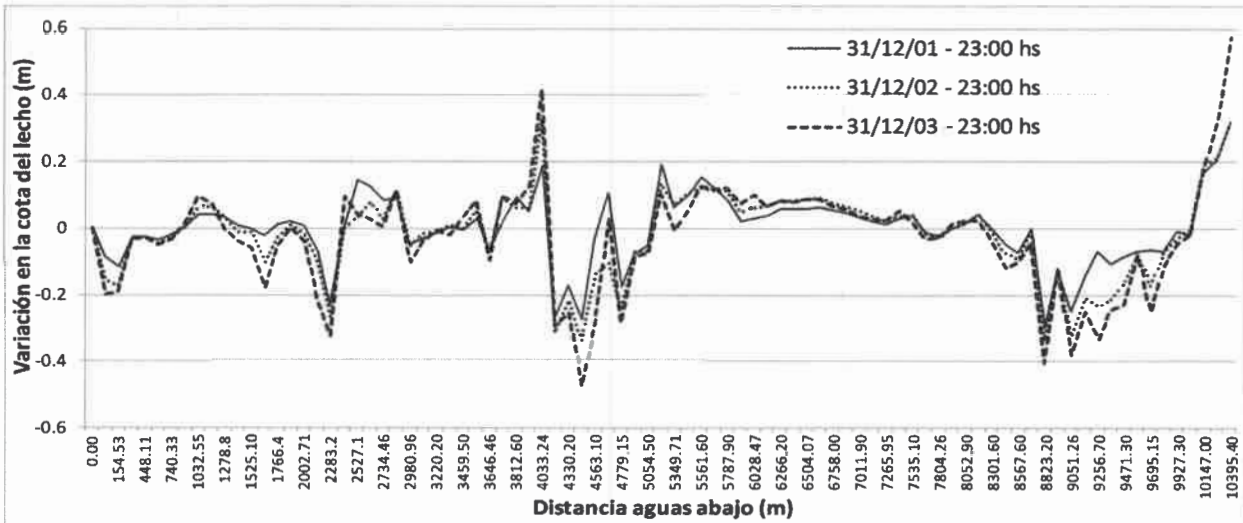


Figura III.8.22. Variación de la cota del lecho año a año para el periodo de análisis, según función de Yang.

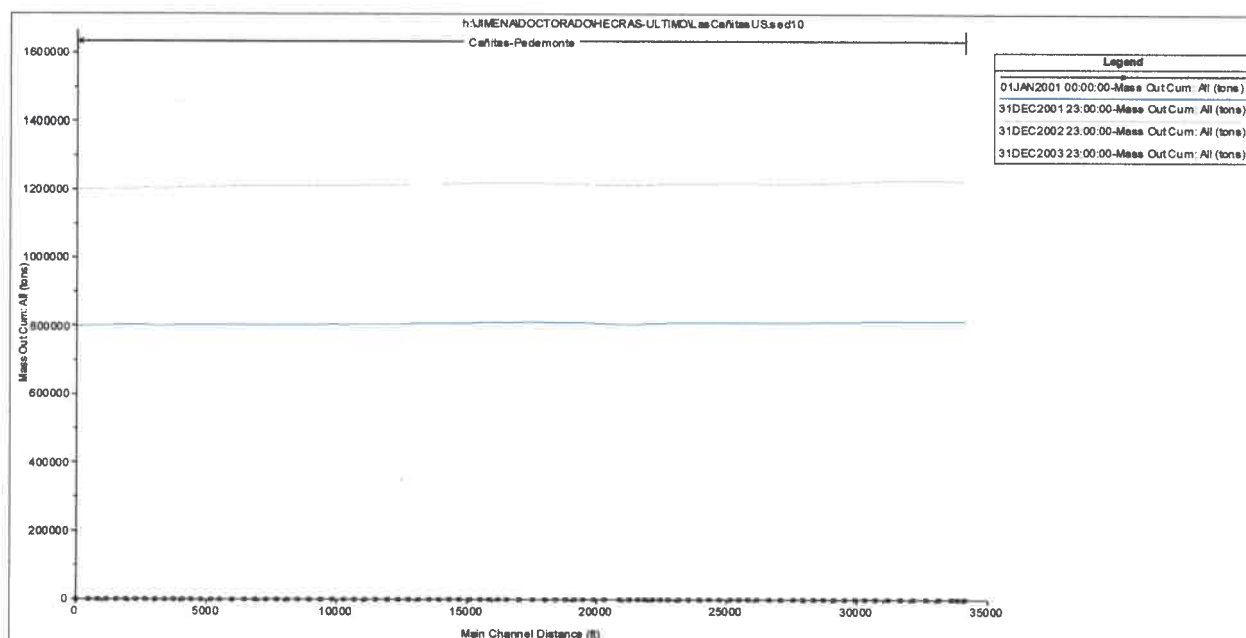


Figura III.8.23. Transporte de sedimentos acumulado al final de los distintos años de análisis, según la función de Yang. El gráfico se lee desde aguas arriba (a la derecha) hacia aguas abajo (a la izquierda).

III.8.5 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como ya se ha analizado en distintos apartados de esta Tesis, el análisis comparativo de material cartográfico de diferentes años, junto a relevamientos de campo (en estiaje y crecidas), permiten observar que el río Las Cañitas se encuentra bastante estable, al menos en los últimos 45 años, especialmente en el segmento semiconfinado, dada la cohesividad de los materiales del lecho y márgenes. En los tramos sinuosos, si bien los materiales son más deleznable, la erosión lateral ha sido muy localizada (50-100 m en los últimos 45 años). Los cambios en la cota de lecho registrados son locales, del orden de 0,50-0,80 m y se relacionan a variaciones temporales en la posición del thalweg del canal y barras. Las evidencias indican que se trata de un tramo predominantemente de transporte.

Las ecuaciones de transporte de sedimentos aplicadas en este caso particular (Engelund-Hansen y Yang) muestran importantes variaciones en los resultados referidos al transporte de sedimentos, a pesar de partir de la misma base geométrica del cauce y secciones transversales, datos del flujo y distribuciones granulométricas del lecho. Esto demuestra, como bien se ha analizado en los antecedentes bibliográficos, la complejidad de los procesos que intervienen en el transporte, donde muchos trabajos observan importante discrepancia entre valores medidos y calculados, o entre las diferentes funciones de cálculo

aplicadas (Batalla y Sala, 1996; Celso y Sala, 1998; Duan *et al.* 2008, Iroumé y Uyttendaele, 2009; Talreja *et al.* 2013, entre otros).

Dada la falta de calibración del modelo debido a que no se cuenta con mediciones de la carga transportada, puede decirse que las corridas iniciales del modelo con la adaptación del cauce, de alguna manera estarían verificando que el sistema responde correctamente a los cambios morfológicos calculados con las ecuaciones de transporte elegidas, y a la adaptación de las distribuciones granulométricas a lo largo del tramo estudiado.

La complejidad del proceso de muestreo del material transportado, más aún durante las crecidas, llevó a tratar de analizarlo mediante la evaluación de valores de erosión-gradación en secciones de control, generados en un ciclo hidrológico anual y a eventos de crecida en particular. En ese sentido, debe destacarse que los valores observados de variaciones en la cota del lecho al presente, para crecidas de recurrencia 3-5 años, en general son inferiores a los 60-80 cm, y se asocian tanto a la relocalización de barras y/o del canal dentro del cauce.

Al correr el modelo HEC-RAS se han podido evaluar procesos de erosión-sedimentación en el lecho, velocidades alcanzadas por el flujo, valores de transporte, etc., lo cual permite hacer las siguientes consideraciones:

a) Los tramos de diseño en planta sinuosos y semiconfinados del río fueron en general bien diferenciados por el modelo. Los sinuosos mostraron menores velocidades, mientras que el semiconfinado, o los segmentos más rectilíneos dentro de los tramos sinuosos, mostraron mayores velocidades en concordancia con el menor ancho del canal. Las velocidades promedio medidas en algunos eventos de crecida presentadas en la Tabla III.5.2 (apartado III.5) de esta Tesis (1,3 - 2,0 m/s) fueron del orden de las estimadas por el modelo para eventos de recurrencia anual/bianual.

b) La ecuación de Engelund-Hansen, y en segundo término la de Yang, fueron las que mejor funcionaron para las condiciones ingresadas al modelo (geometría del cauce, granulometría del lecho, datos hidrométricos, etc.), mostrando valores de erosión/gradación del lecho acordes a observaciones de campo. Los valores de erosión y gradación del lecho, obtenidos por Engelund-Hansen fueron en general menores a 1 y 1,5 pies, (0,30 y 0,46 m) respectivamente, y mediante esta ecuación el modelo muestra más segmentos de gradación que de erosión a lo largo de todo el tramo modelado. Para la ecuación de Yang también la variación en la cota del lecho por erosión fue en general menor a 0,30 m, mientras que los valores de gradación fueron menores que los calculados por Engelund-Hansen (en general inferiores a 0,18 m). Por medio de esta ecuación, al final del periodo modelado, se observa que en el cauce hay más segmentos erosivos que de acumulación.

c) En relación a los datos hidrométricos empleados, el modelo respondió coherentemente con mayores valores de erosión y transporte de sedimentos para el primer año del periodo modelado, acorde con los mayores eventos de crecida que hubo ese año.

d) Respecto a los valores calculados para el transporte de sedimentos, son escasos los trabajos antecedentes en la cuenca del río Cuarto. En Corral *et al.* (2007 y 2009) se evalúan los efectos de la extracción de áridos del cauce en el río Cuarto, en proximidades de la localidad homónima. Con el apoyo de herramientas estadísticas estos autores determinan el aporte medio anual de sedimentos, basado en mediciones de caudal líquido y el empleo de una función de transporte seleccionada a partir de los datos medidos de caudal sólido en suspensión y de fondo. Del análisis estadístico surge que para los caudales más frecuentes de este río (entre 4 y 10 m³/s) el caudal sólido es de 18.000 m³/año, mientras que el valor esperado en crecidas es del orden de 31.000 m³/año. Estos valores suman aproximadamente 50.000 m³/año (132.500 Tn/año).

Los valores de transporte a la salida del tramo modelado, calculados por la ecuación de Engelund-Hansen en esta tesis (343.350 Tn en tres años de caudales modelados, aproximadamente 114.450 Tn/año → 43.189 m³/año), estarían en el orden de los obtenidos por Del Corral (2007, 2009) para el río Cuarto. Sobre la base de estos valores, y teniendo en cuenta que el río Cuarto es el colector principal de la cuenca, con mayores caudales y capacidad de transporte, se considera que los valores obtenidos en la modelación del río Las Cañitas, estarían sobreestimados por el modelo.

Por otra parte, si bien la ecuación de Yang funcionó sin problemas de inestabilidad, los valores de transporte obtenidos fueron mucho mayores a los de Engelund-Hansen (más de cuatro veces). Si se toman en cuenta los valores de producción de sedimentos estimados para la cuenca Las Cañitas por la metodología de Gavrilovic en el apartado III.7.1 de esta Tesis (216.220 m³/año), los valores de transporte obtenidos al final del tramo por la ecuación de Yang estarían acordes a dicha estimación (1.415.000 Tn en tres años → 471.666 Tn/año → 177.987 m³/año). Sin embargo, debe tenerse en cuenta que en el método de Gavrilovic se incluye a la carga de lavado en el cálculo de la producción de sedimentos, mientras que las distintas ecuaciones de transporte no lo hacen. Por este motivo, y considerando además que los valores calculados por Yang son muy superiores en comparación con los datos obtenidos para el río Cuarto en Del Corral (2007, 2009), es que se decidió descartar esta ecuación de transporte y continuar trabajando con la de Engelund-Hansen en la evaluación de escenarios hipotéticos para la cuenca.

En Degiovanni *et al.* (2013) se analizan las tasas y dinámica de transporte en el río Cuarto y en el tramo final de sus tributarios principales, en el sector pedemontano de la Sierra

de Comechingones. Mediante la ecuación de Shields (1936) se estiman valores que resultan acordes con medidas directas efectuadas con trampas de sedimentos en el colector principal. Según estos autores, en condiciones de crecidas, el aporte proveniente de las cuencas de los ríos Las Cañitas y La Invernada, superaría los 60.000 m³ /año, cada uno, para un período de tiempo acumulado anual de un mes en condiciones de crecida.

e) Los resultados de la modelación presentados en este apartado, respecto a la magnitud de los procesos de erosión/gradación y velocidad del flujo, como así también su variación espacial en el tramo analizado, se consideran aceptables en relación a los valores medidos. Por lo tanto, el modelo podría aplicarse a otros escenarios que impliquen cambios de caudales sólidos y/o líquidos, para predecir variaciones en el comportamiento morfodinámico del canal. Algunos de estos escenarios serán modelados en el Capítulo IV de esta Tesis, empleando la función de Engelund-Hansen, la que, como se ha explicado precedentemente es la que mejor se ajustó a las características observadas en el río Las Cañitas.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS DE LOS PROCESOS

DE AJUSTE DEL SISTEMA FLUVIAL

RÍO LAS CAÑITAS

IV.1 - INTRODUCCIÓN

Considerando las hipótesis y objetivos planteados para el desarrollo de esta Tesis, en este capítulo se retoma e integra información presentada en los apartados precedentes con el objetivo de evaluar cómo el sistema fluvial - río Las Cañitas- se ha ajustado a cambios naturales (climáticos, tectónicos) y antrópicas hasta el presente y, en función de esto, poder efectuar predicciones en su comportamiento ante modificaciones en distintas variables de control, tanto naturales como vinculadas a las actividades humanas.

Inicialmente se efectúa un análisis de la evolución de este sistema durante el periodo Cuaternario, seguidamente se evalúan los ajustes en tiempos históricos, y finalmente se realiza un análisis de carácter predictivo de la respuesta del sistema fluvial bajo distintos escenarios.

IV.2 - CAMBIOS OPERADOS EN EL LARGO PLAZO

La interpretación sobre los ajustes del sistema fluvial de Las Cañitas en el periodo Cenozoico y, con mayor detalle, durante el Cuaternario, toma como elementos base la estratigrafía y actividad neotectónica descriptos para el área y la región y, la morfología de los perfiles longitudinales de los principales cursos de la cuenca. Tal como lo mencionan diferentes autores (Leopold y Langbein, 1962; Morris y Williams, 1999; Knighton, 1999; Snow y Slingerland, 1987; Zaprowski *et al.*, 2005) el perfil longitudinal de un río constituye una variable de alta sensibilidad en el análisis del comportamiento de los sistemas fluviales. Su forma curva, más o menos regular, es un rasgo persistente a pesar de las condiciones climáticas y tectónicas, longitud del curso o distintas litologías que éste atraviese, por lo cual su análisis permite evaluar respuestas de los sistemas a largo plazo.

Cada desajuste o cambio de forma en los perfiles longitudinales de los distintos cursos se comparó con su comportamiento en equilibrio y se lo consideró como una interrupción de ciclos evolutivos y posterior ajustamiento a la nueva condición, que puede implicar agradación o erosión retrocedente tendiente a alcanzar un nuevo perfil de equilibrio. Además se tuvo en consideración que algunos desequilibrios o desajustes podrían atribuirse a cambios locales en la litología y/o estructura.

IV.2.1 - Comportamiento del sistema fluvial en el Mesozoico superior-Neógeno

Considerando las edades de las paleosuperficies (Carignano *et al.*, 1999, 2014; Rabasa, 2014; Andreazzini y Degiovanni, 2014) y los estudios termocronométricos (Löbens *et al.* 2011; Richardson *et al.*, 2013), las Sierras de Comechingones iniciaron su levantamiento en el Cretácico Superior (80 Ma, Löbens *et al.* 2011).

Los modelos propuestos por estos autores muestran vergencia hacia el Este, por lo que se asume que las cuencas de los colectores principales ya se habrían organizado para este periodo, y por lo tanto son antecedentes al levantamiento ándico. De este modo, los procesos de ajuste de las cuencas dentro del ámbito serrano, con posterioridad a este evento, fundamentalmente involucrarán distintas tasas de erosión y agradación de acuerdo a movimientos tectónicos/neotectónicos, cambios climáticos pero la conformación general de las redes se asume que no varió, a excepción de algunos procesos de capturas secundarias.

En el Mesozoico superior /Paleógeno, el sistema fluvial drenaba la superficie erosiva de muy bajo relieve relativo, ya descrita y, por lo tanto se asume que el perfil longitudinal estaba evolucionado y muy cercano al perfil de equilibrio. Analizando los perfiles de los tributarios de bajo orden que drenan la pampa de altura, los desniveles estarían en el orden de 300 m. Para este estadio la red tendría los valores más bajos de densidad de drenaje, número de orden, y área drenada, de los registrados.

Representando este período de quietud anterior a la fragmentación andina, varios autores (Ezpeleta *et al.*, 2006; Dávila *et al.*, 2007, entre otros), asocian al límite Paleógeno-Neógeno el desarrollo de calcretas de extensión regional (Fm Los Llanos). Si bien no hay descriptas en la cuenca secuencias de edad Paleógena, se asume en función de los citados trabajos, que señalan un clima árido-semiárido persistente, que los sistemas fluviales tendrían carácter efímero, con un diseño de tipo distributivo en el área de descarga cercana al pie de la serranía, que estaría localizada más hacia el Oeste del piedemonte actual, cubriendo parte del actual basamento aflorante. La disponibilidad de sedimentos, y por lo tanto la carga transportada, sería mínima.

Como sistemas heredados de este periodo pueden considerarse aquellos que drenan los relictos de la paleosuperficie de erosión preservados en las áreas cumbrales de las sierras (cuencas superiores de los arroyos Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas). Estos cursos, como fuera indicado en el apartado III.7, presentan redes subdendríticas, valles amplios, canales poco profundos, con una relación

ancho/profundidad alta para la posición en la que se encuentran, y bajo gradiente (Fig. IV.1, segmentos señalados con la letra "A").

Este estadio bastante cercano a la situación de equilibrio se vio interrumpido por la orogenia andina y, en su conjunto, este evento significó un cambio de tal magnitud que aún al presente los sistemas fluviales se están ajustando al mismo.

El alzamiento de los bloques del basamento habría comenzado hace unos 10 Ma (Mioceno tardío) según Jordan y Allmendinger (1986), aunque actualmente hay evidencias de un levantamiento lento desde el Carbonífero (Löbens *et al.* 2011; Martino *et al.*, 2012). Dos eventos deformacionales importantes habrían ocurrido a los 2 Ma y a los 0,8 Ma (Martino *et al.*, 1995). Estos pulsos estarían evidenciados en algunos perfiles longitudinales de los ríos de la cuenca de estudio, que presentan segmentos plano-cóncavos sucesivos. Giaccardi (2013), analizando el sector noroccidental de la Sierra de San Luis, interpreta estos escalonamientos como niveles de erosión que podrían estar vinculados a igual número de periodos de mayor tasa de levantamiento o aceleración precedidos de menor tasa de levantamiento o desaceleración, que dejaron su impronta en el relieve. Este autor también indica que estas morfologías podrían ser atribuidas a cambios climáticos significativos, pero no existen antecedentes que acrediten este tipo de incidencia en el modelado del relieve y sus consecuentes depósitos sedimentarios asociados, por lo cual se las considera producto del tectonismo. En el A° Alto Lindo, por ejemplo (Fig. IV.1), el segmento denominado "C" estaría representando el nuevo perfil de equilibrio y el segmento "B" la posición alcanzada por el frente de erosión retrocedente. Para el A° Papagayos, el segmento B estaría representando esta reactivación, mientras que los perfiles de los arroyos Vílchez, Los Comederos, Las Parecitas y Pasito Hondo muestran un sólo frente de retroceso principal (segmentos denominados "B" en estos perfiles, Fig. IV.1), y sólo quedan pequeños segmentos intermedios que podrían representar episodios de ajustes anteriores.

Este ciclo de ajuste implicó un incremento en las pendientes, una extensión de la red de drenaje y, como consecuencia, un aumento de la densidad de drenaje, área drenada y aporte de sedimentos, lo cual, sumado a las condiciones climáticas inferidas para el Neógeno, más cálidas y húmedas que las actuales (Giannocelli y Tauber, 1997), se tradujo en sistemas fluviales de más alta energía y capacidad de transporte, que contribuyeron al relleno de los diferentes depocentros generados durante este periodo de compartimentación de Sas. Pampeanas (Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.* 2002).

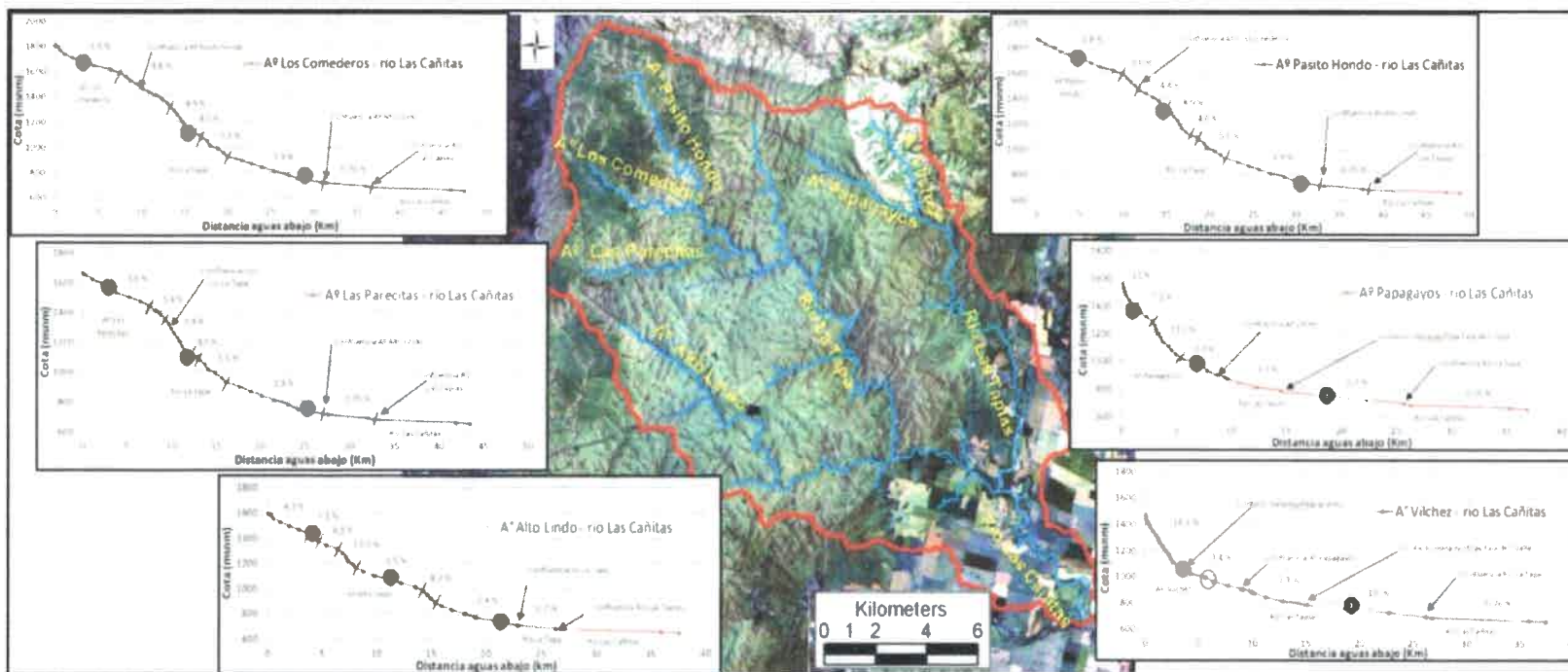


Figura IV.1. Imagen Landsat y perfiles longitudinales de los principales colectores de la cuenca.

Se asume que la red de drenaje estaba integrada, con colectores bien definidos y jerarquizados, cuyas áreas de descarga se ubicaban más hacia el Este del área pedemontana. Depósitos correspondientes a este periodo no afloran en la cuenca de estudio, pero sí fueron asignados al mismo las secuencias que yacen sobre basamento en las perforaciones descritas. En la cuenca del río Alpa Corral-Barrancas, al Norte del área de estudio, Giannocelli y Tauber (1997) describen para este periodo secuencias correspondientes a llanura de inundación, con presencia de paleosuelos, que asignan a la Fm Alpa Corral ya definida por Cantú (1992).

IV.2.2 - Procesos de ajuste del sistema fluvial durante el Cuaternario

Pleistoceno medio-tardío

Durante este periodo, comprendido entre los 230 - 50 ka, según las dataciones absolutas obtenidas para el Sur de Córdoba (Degiovanni et al., 2005), en amplios sectores de la región central argentina se depositó la Formación Pampiano. Bajo este clima frío y seco, con vientos del S-SO persistentes, las Sierras Pampeanas aparecieron como un área secundaria con importantes precipitaciones nivas y producción de sedimentos (Iriando 1999). Carignano (1999) atribuye estos depósitos al período comprendido entre la Penúltima Glaciación y 50.000 años AP, y señala que las condiciones climáticas no fueron uniformes, tal como se pone de manifiesto por la presencia de varios niveles de paleosuelos. Los cambios faciales de la Fm Pampiano corroboran las variaciones climáticas menores dentro de este periodo, donde los depósitos loésicos y los campos de arena mayores señalan condiciones más áridas, mientras que la cementación carbonática de los distintos materiales depositados indica mayor disponibilidad de agua, pero persistencia de condiciones de déficit hídrico.

El manto de loess depositado habría obliterado los sistemas fluviales de menor orden presentes al momento. Los colectores principales tendrían un carácter efímero, por lo menos en sus cabeceras y sector pedemontano, y caudales muy inferiores a los actuales, asociados a lluvias episódicas o a los cortos periodos de deshielo. A pesar de las muy escasas lluvias, las precipitaciones nivas frecuentes en este periodo recargarían en parte el sistema acuífero, con lo cual algunos cursos serranos podrían tener carácter permanente. Las áreas de descarga estarían localizadas muy próximas a la salida del sector serrano, pero más al Oeste que las actuales.

Los depósitos asignados a la Fm Pampiano (área pedemontana de la cuenca), conformados por un alto porcentaje de materiales finos, permiten inferir que durante este periodo los sectores serranos se encontraban cubiertos de loess o se generaban sedimentos finos vinculados a procesos de crioclastía. Removilizaciones locales de estas secuencias se habrían generado a partir de las escasas precipitaciones, y los valles de la red preexistentes habrían sufrido un proceso de agradación, con alta participación de flujos densos, por lo que se considera que la tasa de incisión fluvial fue episódica, y vinculada a eventos de lluvias de alta torrencialidad.

Se interpreta para este periodo un desmembramiento parcial de la red, funcionando cuencas menores endorreicas en el sector de las pampas de altura, desconectadas de los tramos medios actuales y, en el sector pedemontano, los colectores principales (ríos la Tapa y Las Tapias) desarrollaban abanicos aluviales conformando una extensa bajada.

Pleistoceno tardío

Como ya se señalara en el apartado II.5.4, hacia el final del Pleistoceno tardío (50 - 30 ka) se vio interrumpida la sedimentación de loess, y hubo un cambio hacia condiciones climáticas más húmedas. Carignano (1999) señala lluvias tropicales, o clima tipo sabana, con un notorio aumento de las precipitaciones. Iriondo (1994) e Iriondo y Kröhling (1995) sugieren un incremento superior al 50 % sobre los valores actuales.

Con el incremento de las precipitaciones, los caudales asociados a los sistemas fluviales fueron mayores, y la red drenaje que posiblemente se encontraría desconectada entre las cabeceras y el piedemonte, se integró. Tal como fuera mencionado en el apartado II.5.4, los ríos de la planicie pampeana incrementaron significativamente sus caudales; particularmente la cuenca del río Cuarto se encontraría bien organizada, con un nivel de base localizado al Este provincial (Iriondo, 1987; Cantú y Degiovanni, 1984).

La recarga del sistema acuífero en el ambiente serrano de la cuenca Las Cañitas habría sido importante, siendo numerosos los ambientes de mallines. La vegetación en estos periodos alcanzó los máximos porcentajes de cobertura.

Con el mayor poder erosivo adquirido por los cursos, se incrementó la tasa de erosión fluvial, las redes se extendieron, y se generó un importante pulso de incisión, que alcanzó el sector serrano de la cuenca. En este ambiente, la erosión fluvial, habría eliminado las secuencias sedimentarias que agradaron los valles en el periodo anterior, con lo cual se alcanzó nuevamente el sustrato rocoso y profundizó en él. Se atribuyen a

este ciclo los principales ajustes del sistema fluvial en respuesta al levantamiento andino. La posición más occidental de los frentes de erosión retrocedente de los perfiles podría asignarse a este periodo.

El alto potencial erosivo de los cursos generó depósitos asociados a fajas fluviales, tal es el caso de la Fm Chocancharava, ya descrita. Para la cuenca del río Las Cañitas, estas secuencias fueron observadas aflorando sólo en el perfil N° 10 y en el subsuelo fueron interpretadas en las perforaciones 9 y 13 (apartado III.1). Se asume que estos sistemas funcionaban dentro de la cuenca del río Cuarto, como tramos predominantemente de erosión y transporte para este periodo. En el sector pedemontano tendrían un patrón de tipo entrelazado, mientras que el río Cuarto en cuenca media lo sería de tipo meándrico. El aporte de sedimentos al canal desde los interfluvios estaría limitado, dada la importancia de los procesos de pedogénesis y el incremento de la cobertura vegetal durante este ciclo de clima húmedo. La mayor tasa de agradación del canal, especialmente en el sector pedemontano, se habría dado en transición hacia el periodo seco del Último Máximo Glacial.

Pleistoceno tardío - Holoceno temprano

En este periodo (Último Máximo Glacial, ca. 30 – ca. 9 ka), un nuevo escenario de clima frío y seco produce la depositación de un importante manto loésico (Fm La Invernada), lo que implicó nuevamente notorias modificaciones en la configuración de los sistemas fluviales de la cuenca.

Esto provocó una obliteración/disipación del relieve previo asociado al basamento cristalino, suavizándose las pendientes, especialmente en la paleosuperficie de erosión cumbre y en el piedemonte. Asociado a este periodo la profundización de valles en el sector serrano, se relacionaría principalmente a los eventos de precipitación torrencial. Las secuencias mantiformes produjeron un cambio en el aporte de sedimentos a los cauces, siendo ahora predominantemente de materiales finos, con incorporación de algunos materiales de diverso tamaño, de proveniencia local. Se estima que los colectores principales funcionaban como tramos fundamentalmente de transporte de materiales, ya que al momento presentaban una incisión significativa, con procesos de agradación asociada en la transición sierra-piedemonte. Además, la removilización de estos materiales finos dentro de la misma cuenca habría sido importante, siendo comunes los procesos de remoción en masa locales, que rellenaron algunos valles de colectores menores. El desarrollo de flujos hiperconcentrados, de moderada a baja energía, habrían

originado depósitos como los descritos en los perfiles 2, 4, 11, en distintas posiciones de la cuenca, y correlativos a la Fm La Invernada. También en las pampas de altura, la unidad II de los perfiles 1A y 1B, y la unidad I del perfil 1D se habrían originado a partir de esta removilización de materiales finos por flujos de agua, asociadas posiblemente a lluvias torrenciales. Respecto a la conformación de la red, en este periodo podría haber nuevamente desconexión entre los colectores de menor orden de las pampas de altura y los tramos medios/inferior de la cuenca.

Para el colector principal, a la salida del sector serrano, el diseño de canal podría asociarse al tipo entrelazado. Se interpreta que en general hubo una retracción de los ápices de estos sistemas para este periodo árido, inclusive hasta posiciones dentro del sector serrano. Los abanicos aluviales de los colectores principales (La Tapa y Las Tapias) coalescían en el sector pedemontano, asumiéndose que no había un punto de confluencia definido (dominaba la agradación pedemontana y los procesos de avulsión de canales). Más hacia el Este, el ápice del río Cuarto, como fuera mencionado en el apartado II.5.4, se situaría en la actual cuenca media (zona de Las Acequias- Reducción) (Degiovanni *et al.*, 2005, Carignano *et al.*, 2014).

Holoceno temprano - medio

Posteriormente, en el período Hypsitermal u Óptimo Climático (ca. 9.000 a ca. 3.000 años A.P), la instalación de un clima húmedo subtropical favoreció el ascenso en el nivel del mar, los procesos de pedogénesis en los interfluvios, ascenso freático, reinstalación de redes de drenaje permanentes y proliferación de ambientes lagunares en áreas deprimidas.

En el sector serrano del área de estudio, registros de este periodo son los paleosuelos con alto grado de desarrollo presentes en los perfiles 1A-1C y 1-D, situados en las pampas de altura, los depósitos leníticos (lagunares, de bañados) localizados en tramos de redes de canal o confluencias (sector arroyo Vílchez, perfil N° 5, sector Los Comederos, perfil 1D) situados en posiciones de cuenca alta (pampas de altura o ambientes graníticos) donde topográficamente se daban condiciones de cierre o estancamiento, vinculado a la parcial obliteración/desconexión de las redes durante el Último Máximo Glacial. En estas áreas se dieron las condiciones para la acumulación de diatomeas (ejemplo perfil N° 5). Los ambientes de mallines habrían sido numerosos, lo

cual indica una importante recarga en la cuenca, y consecuentemente caudales base del orden/mayores que los actuales en los distintos colectores.

Bajo estas nuevas condiciones climáticas, la red fluvial, ahora con carácter permanente, inició un nuevo proceso de expansión e integración, reactivando la red anterior, lo cual implica mayores áreas drenadas y mayor poder erosivo en los cauces. Esta reactivación involucra procesos de incisión, erosión retrocedente y extensión y conexión de tramos/cuerpos lénticos desconectados. Las áreas de descarga para la cuenca del río Cuarto se localizaban al Este de la provincia (Carignano, 1999; Cantú y Degiovanni, 1984; Carignano *et al.* 2014)

En el contexto pedemontano de la cuenca, el río Las Cañitas, habría desarrollado depósitos de faja, con un diseño de tipo sinuoso.

Holoceno tardío

Aproximadamente a los 4.000/3.500 años AP, y hasta los 1.400/1.000 años AP (Iriundo, 1999; Carignano, 1999), el cambio brusco hacia un clima cálido y seco reinstala un ambiente dominado por procesos eólicos, lo que favoreció la depositación de secuencias limo arenosas muy finas (Fm Laguna Oscura, Cantú 1992), las cuales en la cuenca de estudio ha sido reconocidas en los perfiles descriptos para la pampa de altura, en los perfiles N° 6 y 7 del sector pedemontano, y posiblemente en los primeros metros de la perforación N° 14. Habrían dominado procesos erosivos asociados a acción hídrica de tipo torrencial y deflación, que eliminaron parcial o totalmente los suelos desarrollados durante el Hypsitermal, tal como se ha observado en los perfiles 1A-1C.

En este periodo la red fluvial volvió a contraerse, u obliterarse en las cuencas menores, adquirió un carácter efímero, y las áreas de descarga de sistemas como Las Cañitas, se trasladaron hacia el Oeste, a la salida del sector serrano, donde el río cambiaba a régimen temporario/efímero. Se interpreta que en este sector el río Las Cañitas desarrollaba una faja fluvial ancha, poco profunda con canales de tipo entrelazado. Los sistemas fluviales más importantes como el río Cuarto desarrollaron abanicos en su sector medio –distal, algo al Oeste de su actual zona de descarga en los Bañados del Saladillo

Dentro del ambiente serrano, al igual que en los anteriores ciclos más áridos, habría procesos de removilización del material loésico, en general dentro de cortas distancias y como flujos hiperconcentrados.

Periodo Cálido Medieval o Máximo Medieval

En el lapso entre los 1.400/1.000 y 800 años AP (Periodo Cálido Medieval o Máximo Medieval), se instala un clima templado y subhúmedo, con una estación fría más atenuada y registros de lluvias superiores a las actuales en determinadas épocas del año, y con régimen térmico similar al actual (Carignano, 1999). Esto derivó en una pedogénesis incipiente sobre la Formación depositada anteriormente, y las geoformas eólicas fueron parcialmente erosionadas y/o disipadas.

La cuenca del río Las Cañitas adquirió un régimen hidrológico permanente, en la mayor parte de su recorrido. Este nuevo pulso energético en el sistema fluvial, vinculado al cambio en el clima, habría permitido la incisión dentro de la faja fluvial en el sector pedemontano, con depósitos asociados a un colector principal, de diseño sinuoso. A este ciclo se asociaría el nivel de terraza más antiguo (denominado T1 en Fig. IV.2).

En las pampas de altura, la reinstalación de los sistemas fluviales provocó la incisión y erosión parcial de las secuencias loessicas/loessoides más antiguas (procesos de carcavamiento).

Pequeña Edad de Hielo

Una interrupción del ciclo anterior ocurre entre los 700 y los 150 años AP, con un enfriamiento general que provocó expansión de glaciares en varias regiones. Carignano (1997, 1999) refiere un clima árido a semiárido y frío, con vientos predominantes del Sur y temperaturas menores a las actuales. Las precipitaciones eran limitadas (con nevadas frecuentes) y había un sustancial déficit de agua. En la Argentina generó avances glaciares en la Cordillera y aridez en la llanura, reproduciendo a menor escala los patrones del Último Máximo Glacial (Iriondo y Kröhling, 1995). Se reactivaron los procesos erosivos afectando principalmente a los interfluvios, con el desarrollo de surcos y cárcavas. Los cursos fluviales disminuyeron su caudal, con tendencia a la agradación en posiciones medias-altas, mientras que se registraban tasas de incisión fluvial y erosión retrogradante en sus tramos inferiores motivado por el descenso del nivel de base relativo (deseccación de cuerpos de agua, descenso de cota del curso colector). En relación a este efecto Iriondo (1999) señala que en 1752 el caudal del río Paraná era tan bajo que los pequeños barcos de aquel tiempo no podían navegar, sólo lo podían hacer pequeños botes, lo cual implicó procesos de ajuste para la cuenca del Carcarañá, que incluye el

Cuarto. Este mismo autor señala que el agua de este río era demasiado salina para consumo, aún para los crudos estándares de la época.

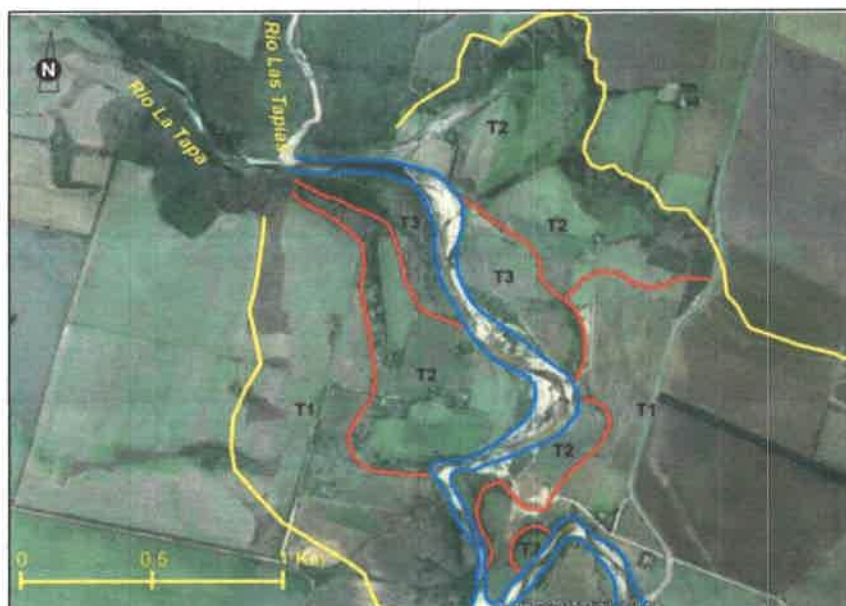


Figura IV.2. Imagen Google Earth mostrando los niveles de terraza del tramo inicial del río Las Cañitas. La línea amarilla representa el contacto entre las unidades geomorfológicas Faja fluvial río Las Cañitas y Bajada con relieve ondulado y paleorasgos fluviales, y las líneas rojas los bordes de terrazas fluviales.

Posteriormente, en el ciclo húmedo de los últimos siglos, el curso presenta una tendencia general a la incisión, observándose al menos dos niveles de terrazas (T2 y T3, Fig. IV.2) y cambios en su diseño en planta.

A las consideraciones efectuadas en el punto anterior, asociadas a los cambios climáticos mayores acaecidos en el Cuaternario, deben sumarse para la región los movimientos *neotectónicos*, a los cuales los sistemas fluviales han respondido también con procesos de ajustes de variada magnitud. La región se encuentra bajo un régimen compresivo desde el Neógeno; como se citó anteriormente, con dos eventos deformacionales importantes a los 2 Ma y a los 0,8 Ma (Martino *et al.*, 1995). Posteriormente, para el Holoceno medio y tardío son numerosos los estudios que demuestran la actividad neotectónica de varias estructuras dentro de las Sierras Pampeanas (Costa *et al.*, 2001, 2010; Sagripanti *et al.*, 1999, 2011, 2012, entre otros). Para la falla El Molino, a la altura de La Paz-Merlo, Costa *et al.* (2010) han sugerido una posible concentración de la actividad sísmica y de terremotos corticales con ruptura asociada, durante al menos los últimos 7 ka, con una tasa de movimiento de $\sim 1,13$ mm/a.

Sagripanti *et al.* (2012) interpretaron, para la Falla de la Sierra Chica, sección Las Peñas, la ocurrencia de pliegues con vergencia al Oeste y fallas afectando a sedimentos finos del Pleistoceno tardío y Holoceno tardío. Para la falla Las Lagunas, estudios paleosismológicos han permitido interpretar deformaciones en el Holoceno tardío. Sagripanti *et al.* (1999), Sagripanti (2006) y Sagripanti *et al.* (2011) han estimado para esta estructura una tasa de movimiento de 0,25 mm/a.

En la cuenca Las Cañitas, en el sector pedemontano, se evidencia esta actividad a partir de la existencia de bloques diferencialmente ascendidos, los que han generado cambios en la configuración de las redes de drenaje.

Con relación al río Las Cañitas, como fuera señalado en el apartado III.7, el segmento de canal semiconfinado de su tramo medio, se vincula a la presencia de la Fm Pampiano aflorando en ese sector, lo cual, minimiza los procesos de migración lateral, dominando el transporte de materiales. Previo a alcanzar estas secuencias cohesivas el canal exhibía altas tasas de divagación, como lo demuestran los numerosos paleorasgos (paleocanales, geometría en planta de terrazas) en la faja fluvial, cuyo ancho es de 1000 a 1300 m. (Fig. IV.2). En coincidencia con otros autores que dan cuenta de afectación neotectónica en las secuencias de bajadas pedemontanas en el ámbito de Sierras Pampeanas (Costa *et al.*, 2001, 2010; Sagripanti *et al.*, 1999, 2011, 2012) en esta tesis se interpreta que movimientos neotectónicos han elevado bloques de basamento con secuencias cuaternarias suprayacentes (entre ellas niveles con alto grado de cementación de la Fm Pampiano) durante el Pleistoceno tardío-actualidad, y que el canal, manteniendo una tendencia a la incisión, luego de divagar sobre materiales eólicos y fluviales menos resistentes alcanzó los niveles cohesivos y se confinó.

Por otro lado, la cuenca serrana del río Las Tapias, posiblemente haya estado conectada en el pasado a la del río La Invernada (o San Bartolomé), o al menos a la salida del sector serrano derramaba hacia el Norte/Este, cuando aún no se manifestaban los altos entre los tramos pedemontanos de los ríos La Tapa y Las Tapias (unidad geomorfológica Bloque Pedemontano Las Tapias) o el alto entre los ríos Las Tapias y La Invernada (Fig. IV.3). Evidencia de esto pueden ser los depósitos recientes dispuestos sobre el basamento cristalino en el tramo extraserrano del río Las Tapias (ejemplos Perfil Nº 8, o secuencias aflorantes en perfiles de la Fig. III.7.79). Además, la configuración actual, con el basamento cristalino a escasa profundidad hacia el Oeste, o directamente aflorando en el cauce, ha condicionado la migración de los tramos de diseño sinuoso, tanto del río Las Tapias, como así también del río Las Cañitas, hacia el Este.



Figura IV.3. Imagen Google Earth mostrando la zona de posible conexión entre las cuencas de los ríos Las Tapias y La Invernada.

IV.2.3 - Configuración actual de la cuenca

Con la finalidad de observar el grado de disección que presenta la cuenca actualmente y la magnitud de incisión de los principales tributarios, así como también la distribución espacial de estos procesos, que reflejan diferentes modos o tiempos de respuesta morfológica a los eventos tectónicos/neotectónicos asociados al levantamiento andino, y a los cambios climáticos ocurridos en Cuaternarios, se analizaron una serie de perfiles transversales a la cuenca y los índices de concavidad que muestran los perfiles longitudinales de los principales tributarios, por constituir rasgos morfológicos persistentes y con "memoria" de eventos del pasado.

Se realizó una serie de cuatro perfiles topográficos transversales a la cuenca Las Cañitas, denominados 1 a 4. Estos perfiles permiten además, observar el basculamiento de los bloques en la configuración actual de la cuenca, y los remanentes de superficies de erosión durante el proceso de incisión de los cauces, en distintas posiciones de la misma. La Figura IV.4 muestra la ubicación de los perfiles, sobre un modelo de elevación digital del terreno del SRTM, y la Figura IV.5 el detalle de los cuatro perfiles topográficos.

En el **perfil N° 1** es posible observar el basculamiento que presenta el bloque serrano hacia el Sur. En el mismo la litología es homogénea (rocas del Complejo Monte Guazú), y se pueden diferenciar una serie de escalonamientos hacia el Sur, con cotas

aproximadas de 1780, 1700, 1650 y 1625 m, donde los contactos entre los mismos coinciden con estructuras de relevancia regional. Se aprecia además que las cuencas son asimétricas, con mayor área contribuyendo desde la margen izquierda de los tres colectores. La incisión de estos canales es inferior a los 20-30 m. Los sectores cumbrales preservan restos de las paleosuperficies pre-ándicas.

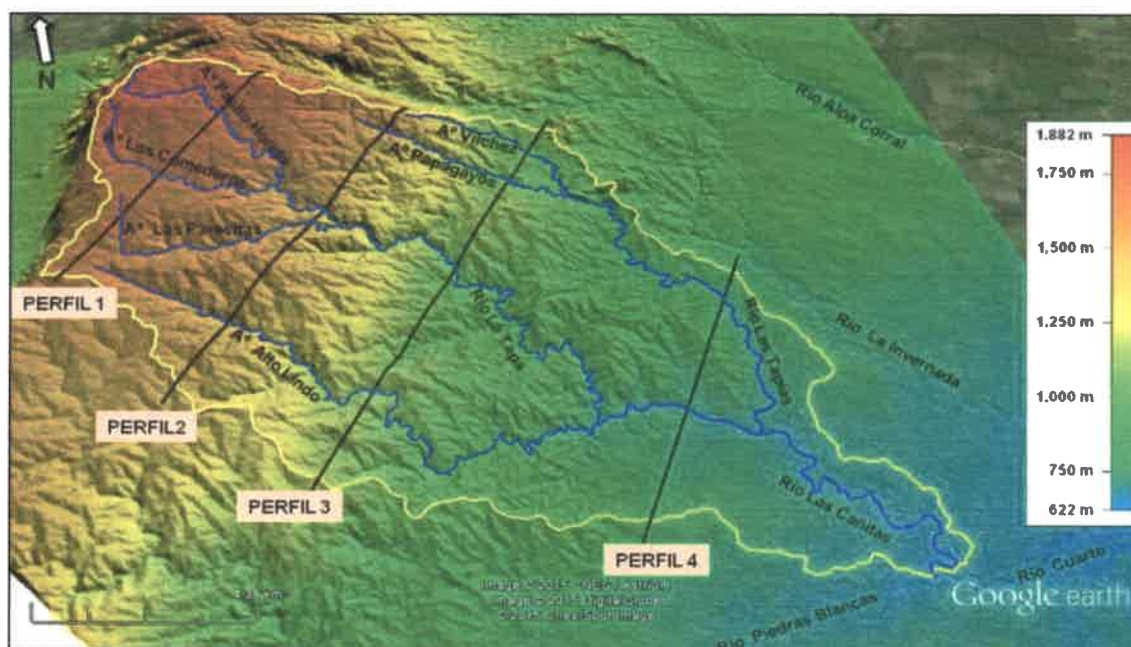


Figura IV.4. Modelo de elevación digital del terreno del SRTM sobre imagen Google Earth, mostrando la ubicación de los cuatro perfiles transversales a la cuenca Las Cañitas.

En el caso del **perfil N° 2**, se percibe también el basculamiento del bloque serrano hacia el Sur y Este, estando en general las cotas de los interfluvios en torno a 1500 m s.n.m. En esta posición de la cuenca ya se observa una mayor disección fluvial, mayor densidad de drenaje y área drenada. Hay un incremento notorio en el grado de incisión de todos los cauces, por ejemplo de 120 m en el río La Tapa y 70-80 m en los arroyos Alto Lindo y Papagayos (ver también Fig. III.7.78) y las cuencas han perdido la marcada asimetría observada en el perfil N° 1. Este perfil estaría representando la posición del frente de retroceso principal.

Por otro lado, en el **perfil N° 3** se observa una suave inclinación al NE dentro del ambiente metamórfico de la cuenca (al SO cota de 1180 m y al NE de 1130 m). Para esta posición la cuenca del río La Tapa muestra un alto desarrollo, con expansión de la red de drenaje, aumento en la densidad de drenaje y grado de incisión (150 m en río La Tapa,

70 m en el A° Alto Lindo, 60 m en el A° Vilchez y 50 m en el A° Papagayos). Se percibe que la margen derecha de la cuenca del río La Tapa está más erodada, que las cotas son menores (1000-1050 m), asociado a controles estructurales. A la derecha del perfil se observa además el contacto erosivo entre las rocas graníticas y las metamórficas (margen derecha cuenca A° Vilchez).

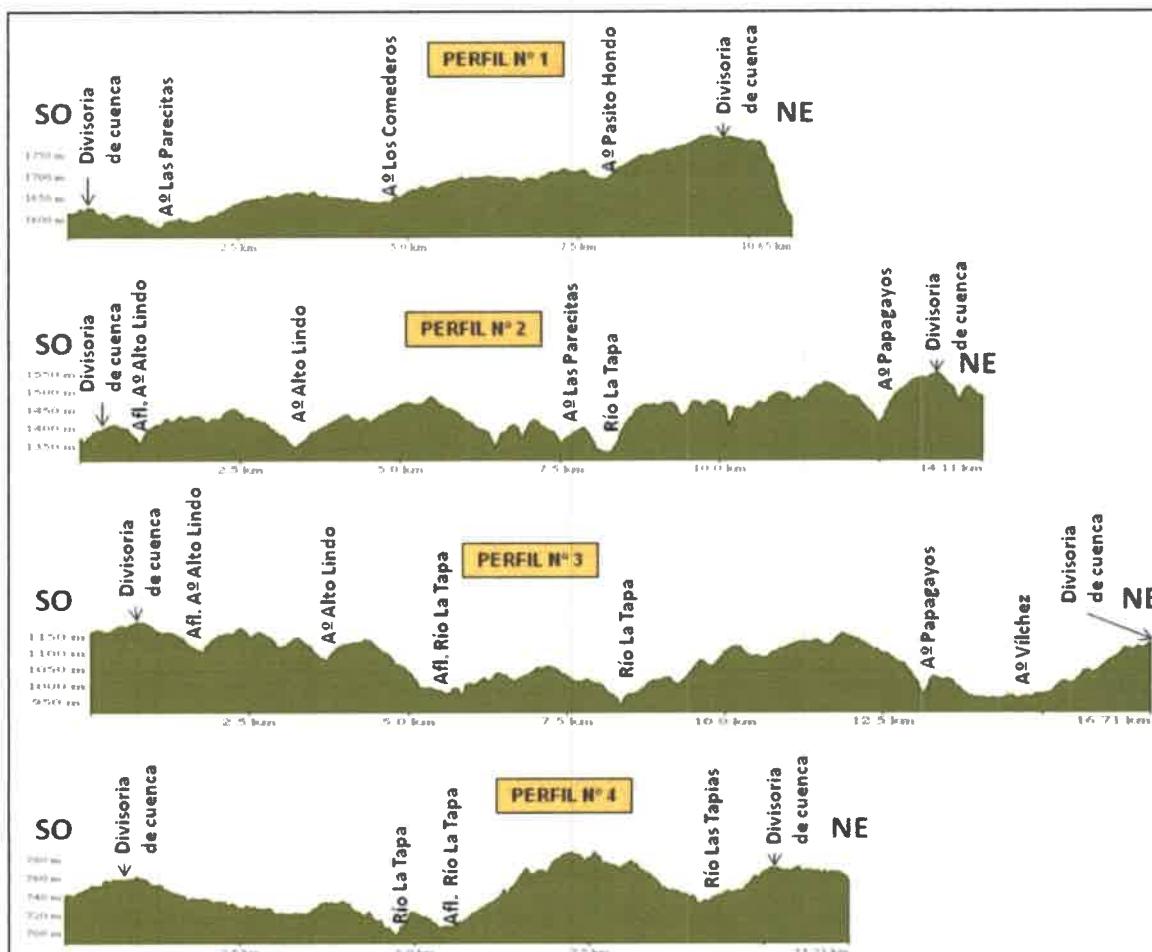


Figura IV.5. Perfiles transversales a la cuenca del río Las Cañitas. La ubicación de los mismos se muestra en la Figura IV.3.

Finalmente, el perfil N° 4 muestra hacia el NE que el basamento se encuentra subaflorante en la divisoria entre los ríos Las Tapias y La Invernada (que no aparece en el perfil). Hacia el centro, el bloque más elevado (cotas en torno a los 780 m s.n.m.) corresponde al definido "Bloque pedemontano Las Tapias". La cuenca del río Las Tapias presenta asimetría, y tiene un desnivel aproximado de 35 m. La cuenca del río La Tapa también es asimétrica en esta posición, el desnivel está en el orden de los 80-85 m. Se

observa que ha disminuido la densidad de drenaje, por ejemplo el río La Tapa recibe desde la margen derecha afluentes efímeros (surcos). Este perfil muestra además el desnivel entre las cotas de los cauces de La Tapa y Las Tapias, de 35 m, encontrándose en una posición más elevada el río Las Tapias.

Para complementar el estado actual de este sistema se efectúa un análisis de *los Índices de concavidad de los perfiles longitudinales* de la Figura IV.1.

Se calculó el *índice de concavidad (Ca)* propuesto por Snow y Slingerland (1987), definido como una relación de áreas medidas sobre la gráfica del perfil, $Ca = A1/A2$, donde A1 es el área comprendida entre la curva del perfil y la línea recta que une sus extremos, y A2 es el área triangular creada por esa línea recta y una horizontal que pasa por la cabecera del perfil.

La mayoría de los cursos permanentes desarrolla un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba explicado por el incremento de la descarga aguas abajo con capacidad para transportar la carga de sedimentos sobre pendientes cada vez más bajas. El *grado de concavidad del perfil*, un indicador de la forma del mismo, podría interpretarse apelando a distintas variables. Por ejemplo, un valor *bajo*, correspondiente a perfiles rectilíneos, es común cuando: a) la litología es resistente y controla el suministro de sedimentos, b) el tamaño de partículas incrementa reflejando un cambio de la geología o depósitos residuales (perfil convexo), c) el caudal incrementa muy lentamente aguas abajo como ocurre en cuencas desarrolladas sobre secuencias permeables, d) la descarga se reduce aguas abajo por evaporación o pérdidas por infiltración en las regiones semiáridas, donde el perfil tiende a ser convexo reflejando la agradación durante las crecidas, e) una zona es tectónicamente activa y está sujeta a levantamiento; entre otras razones. A la inversa, un grado de concavidad alto, bien marcado, puede relacionarse a: a) rápido incremento de la descarga aguas abajo, b) presencia de paleoformas negativas (ej. artesas glaciares), c) presencia de sedimentos impermeables donde la pendiente tiende a decrecer rápidamente aguas abajo, conforme incrementa la descarga y se reduce el tamaño de partículas (Snow y Slingerland, 1987; Knighton, 1999; Râdoane *et al.*, 2003).

Los cursos que tienen sus áreas de nacientes en las pampas de altura poseen bajos valores (0,34 – 0,35 y 0,39 para los sistemas Pasito Hondo-Las Cañitas, Los Comederos-Las Cañitas y Las Parecitas-Las Cañitas, respectivamente). En el caso del A° Alto Lindo el valor fue de 0,41. Estos bajos valores se vinculan a una anomalía hipsométrica, dada por la presencia de relictos de la paleosuperficie en posiciones de cuenca alta, relieve que aún debe ser erodado por el sistema fluvial para lograr una situación de mayor equilibrio.

Por otra parte, los perfiles de los sistemas Vílchez-Las Cañitas y Papagayos-Las Cañitas mostraron índices iguales de 0,62, pero cuando se los calcula sólo hasta la confluencia de ambos, los valores son de 0,26 para el A° Papagayos y 0,43 para el A° Vílchez. Si se comparan los valores del A° Vílchez y del A° Alto Lindo, por ejemplo, se refleja la influencia de la litología granítica en la cuenca del A° Vílchez, que con una menor área drenada y menor caudal, posee mayor susceptibilidad a la erosión. Esto se vincula al intenso fracturamiento y textura que presenta la roca granítica del Plutón Alpa Corral.

IV.3 - AJUSTES DEL SISTEMA FLUVIAL EN TIEMPOS HISTÓRICOS

Con el propósito de documentar variaciones históricas en la cuenca de estudio, además del material ya presentado en esta tesis (fotografías aéreas de 1970 y 1989, imagen Google Earth del 2010, series pluviométricas e hidrométricas, entre otras), se analizan cartas antiguas, donde aparecen aspectos hidrográficos generales. Se sumaron a estos datos, algunos aportes de pobladores locales, sobre la distribución/cantidad de precipitaciones y dinámica de los colectores principales en el ambiente extraserrano.

La cartografía histórica disponible es muy limitada y a escala regional y, por lo tanto permite efectuar algunas consideraciones respecto a la configuración/integración de las redes de drenaje en los últimos siglos. Entre los mapas hidrográficos más antiguos de la provincia de Córdoba se encuentran los realizados por Brackebusch (1883), Paz Soldan (1888), Ríos y Achával (1905), Ministerio de Obras Públicas-Dirección General de Irrigación (1938) y Dirección de Catastro de la Provincia de Córdoba (1924) (Fig. IV.6 a-d).

En todos ellos en la cuenca del río Las Cañitas se destaca como colector principal al río La Tapa, que llevaba este nombre hasta su confluencia con el río Piedra Blanca mientras que, sólo en Ríos y Achával (1905) se muestra la subcuenca del río Las Tapias ya integrada. Por otra parte, hay ausencias de algunas subcuencas importantes (A° Alto Lindo, A° Vílchez, etc.) o bien la extensión, sitios de confluencia, etc., de los cursos cartografiados, difiere sustancialmente de la actual. Entre los casos más notorios, el río Las Tapias está cartografiado como tributario del río San Bartolomé (carta de 1924, señalado con un círculo rojo, Fig. IV.6c), o bien sus nacientes se sitúan en las pampas de altura más occidentales (drenadas por la cuenca superior del río La Invernada), mostrando una extensión no real de la subcuenca del actual arroyo Papagayos (mapa de 1905, señalado con un círculo rojo, Fig. IV.6b). Estas diferencias entre las cartas

antiguas (fines siglo XIX-XX) con la conformación que presenta actualmente la cuenca se atribuyen a la escala y metodología de mapeo empleados ya que, tal como se expresó en el apartado precedente, hay evidencias geológico-geomorfológicas de que la configuración actual de la red de drenaje se habría definido ya en el Holoceno superior.

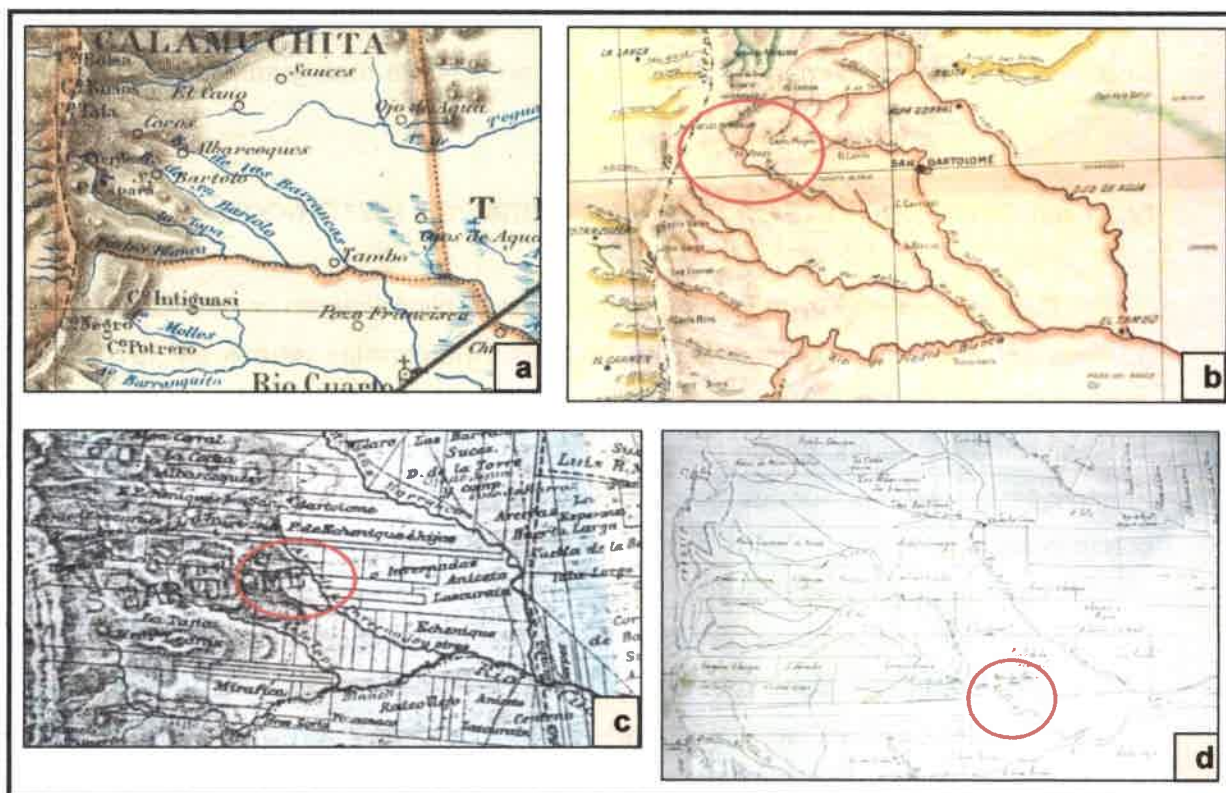


Figura IV.6. Mapas antiguos para la región de la cuenca de estudio. a) Paz Soldan, 1888, b) Ríos y Achával (1905), c) Dirección de Catastro de la Provincia de Córdoba (1924) y d) Dirección de Irrigación de la Provincia de Córdoba (1938).

A partir de la carta de 1938 el tramo aguas abajo de la confluencia de los ríos La Tapa y Las Tapias aparece nominado como río "Las Cañitas". Por otra parte, los registros de precipitaciones, caudales y alturas hidrométricas, disponibles a partir del año 1940, permitieron diferenciar ciclos más húmedos y más secos (apartado III.5) a los que se asocian diferentes comportamientos morfodinámicos.

En los cursos del sector pedemontano, donde están mejor documentadas las variaciones, en los ciclos más húmedos se midieron mayores tasas de migración lateral y de incisión, aunque ésta última muy leve y asociada fundamentalmente al aluvión de fondo que cubre lecho rocoso o de materiales cohesivos. Sin embargo, dentro de los periodos más secos ocurren eventos de precipitación aislados, que han generado

caudales significativos desde el punto de vista de la geomorfología del canal. Por citar un ejemplo, dentro del ciclo más seco de 1939-1952, se destacó un evento en octubre de 1943, con un caudal máximo medio diario anual para el río Las Tapias de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ (SSRH, 2004). El total de precipitaciones para octubre/43 en la estación Las Tapias (SSRH) fue de 246 mm, mientras que el valor medio anual para este mes es de 85,5 mm. Para el río La Tapa, también hubo tres eventos con caudales máximos medios diarios anuales entre 105 y $125 \text{ m}^3/\text{s}$, en los años 39/40, 42/43 y 44/45.

Particularmente para el río Las Tapias, al comparar su traza en las fotografías aéreas de 1970-1989 y la imagen satelital del 2010, se observa que la sinuosidad ha disminuido, fundamentalmente mediante procesos de rectificación de meandros. Se deduce además, que algunos meandros localmente han tenido una leve movilidad, y que el curso ha aumentado su ancho en los tramos de mayor sinuosidad, que intercalan con segmentos rectos-semiconfinados. La disminución de la sinuosidad, por avulsión, puede interpretarse como resultado de un alto transporte y sedimentación local asociados a eventos de crecidas importantes. En esta interpretación se asume que el cambio de sinuosidad responde a un mecanismo de autorregulación, aunque estudios del comportamiento de series temporales más largas, permitirían vincularlo con variaciones de otras variables, por ejemplo las tectónicas. En las últimas décadas se realizaron localmente rectificación antrópicas.

En el caso del río Las Cañitas, tal como se presentó en el apartado III.7.4.2.2, se determinaron tasas muy locales de erosión lateral del orden de 50 a 100 m en el periodo 1970-2010, en los tramos de mayor sinuosidad.

Por otra parte, y particularmente en los bordes erosivos de meandros activos en los ríos Las Tapias y Las Cañitas, se han extendido los procesos de carcavamiento desde 1970, en correspondencia con el inicio de un ciclo más húmedo. Se descarta la incisión del canal como proceso detonante ya que ésta ha sido muy leve en el período documentado. Como prueba de ello puede mencionarse la permanencia del vado situado aguas arriba del puente sobre Ruta Provincial N° 23, el cual aparece en la carta de 1938 (Fig. IV.6d) y sólo ha tenido reparaciones parciales con posterioridad a crecidas importantes.

En contraposición, el tramo pedemontano del río La Tapa, cuyo lecho está constituido por rocas de basamento, exhibe cambios mínimos, la sinuosidad se mantuvo, al igual que las dimensiones del canal y muy localmente hubo una leve erosión lateral.

En los ciclos secos, se registró agradación en los tramos pedemontanos (Sr. Torres com. Pers.), recuperándose un lecho aluvional del orden 1-2 metros, lo cual favorecería procesos de avulsión en eventos de crecidas.

Los cursos serranos durante los ciclos secos, especialmente los colectores de menor orden, muestran tramos de carácter temporario/efímero. En los de mayor jerarquía y, asociado a las irregularidades del perfil longitudinal, donde alternan tramos de rápidos con ollas y depresiones (secuencia de *riffles and pools*), se generan procesos de agradación localizada, que incluye la sedimentación de materiales finos en los segmentos de muy baja velocidad o estancamiento. En estos sectores proliferan algas y otras especies acuáticas y se observa una reducción temporaria de la sección transversal del canal. Se podrían considerar períodos de almacenamiento de material en el canal. Por el contrario la movilidad o evacuación de los mismos se asocia a eventos de crecida que tienen mayor recurrencia en los ciclos húmedos, pero que son muy efectivos en los secos. Eventos extremos más frecuentes en los períodos más húmedos pueden ocasionar, al final del ciclo, incisión en el canal (pérdida de aluvión) por disminución o agotamiento parcial del suministro de sedimentos.

En síntesis, con los argumentos presentados, se considera que en la última centuria, las modificaciones en el comportamiento morfodinámico del sistema las Cañitas fueron mínimas, observándose una leve tendencia a la incisión.

IV.4 - ANÁLISIS PREDICTIVO DEL COMPORTAMIENTO DEL SISTEMA FLUVIAL PARA DISTINTOS ESCENARIOS

En este apartado se presentan los resultados de la simulación de algunos posibles escenarios para la cuenca del río Las Cañitas, con el propósito de efectuar predicciones en el comportamiento de la misma, utilizando como base la información del comportamiento hidrológico, sedimentológico y morfodinámico obtenida en esta Tesis y los antecedentes que existen en la literatura respecto a los mecanismos de respuesta que exhiben los sistemas fluviales en general, frente a los cambios/alteraciones propuestas. Entre los escenarios se incluyen algunos vinculados a las actividades humanas, que involucran incendios forestales y obras ingenieriles y, en general, provocan un cambio que implica ajustes en escalas espacio-temporales menores. Por otro lado se analizan respuestas del sistema asociadas a fenómenos naturales de diferente permanencia temporal, como crecidas extraordinarias y cambios climáticos.

Las metodologías empleadas ya han sido presentadas en distintos apartados precedentes, tanto para la estimación de la producción de sedimentos a nivel de cuenca, como para la modelación hidráulica e hidromorfológica del río Las Cañitas. Aquí se detallarán las modificaciones realizadas en dichas metodologías para los casos particulares modelados.

IV.4.1 – Escenario de incendios forestales

En el momento de producirse un incendio forestal, el fuego afecta al suelo a través del incremento de la temperatura y la deposición de cenizas. Por otra parte, la vegetación y los horizontes orgánicos desaparecen total o parcialmente, modificándose la incidencia de la lluvia sobre la superficie del suelo (Llovet López, 2006), es decir, disminuye la interceptación vegetal y la rugosidad en el escurrimiento de las aguas.

Neary *et al.* (2005) describen como afecta el fuego a las propiedades físico-químicas y biológicas del suelo, y también a procesos hidrológicos básicos, tales como el ciclo del agua y la calidad del agua. También señalan que los efectos dependen de la intensidad del fuego, la altura a la que se quema, la duración del fuego, etc.

Llovet López (2006) analizó la degradación posterior debida a la lluvia, en base a las características de la vegetación, los suelos, uso del suelo y litologías en varias localidades situadas al Norte de la provincia de Alicante y Sur de la de Valencia, España. La respuesta de la vegetación fue un factor fundamental de control de la degradación posterior al fuego. A escala de microparcela, recubrimientos superiores al 35% se asociaron a infiltraciones elevadas y transportes de sedimentos bajos. En suelos sobre margas este autor observó un incremento de la compactación superficial durante el año posterior al incendio, que se mantuvo durante años, lo que le permitió concluir que tanto la propia compactación superficial como el encostramiento tras el incendio estuvieron directamente relacionados con el porcentaje de limos del suelo.

En las sierras de Córdoba los incendios forestales son una problemática muy común y recurrente, ya que la mayoría de los años se registran focos, especialmente entre los meses de julio y noviembre, debido al mayor porcentaje de vegetación seca después del invierno, ausencia de lluvias y humedad en el suelo y alta frecuencia de días con viento. En su gran mayoría, los incendios son iniciados por causas intencionales.

Por citar algunos ejemplos, en el 2010 en la provincia de Córdoba se generaron 192 incendios, que quemaron un total de 10.305 has, de las cuales 7.282 correspondían a pastizales, 2.233 a bosque nativo y 790 a bosque cultivado (Secretaría de Ambiente y

Desarrollo Sustentable, 2011). En el 2008 un total de 157 incendios afectaron una superficie de 61541.65 has. en Córdoba, correspondiendo 27.708,65 a áreas de pastizales, 18.228 a arbustales y 15.603 a bosque nativo (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 2009). En el año 2004, 11.473 has fueron afectadas, con un total de 154 incendios, 6.769 has en áreas de pastizales y 4.600 en bosque nativo (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 2005). Aforos llevados a cabo desde el Dpto. de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto, mostraron importantes incrementos en la carga sólida del arroyo La Barranquita (drena el faldeo oriental de las Sa. de Comechingones), en aforos realizados en marzo del 2010, a meses de los importantes incendios de pastizales ocurridos en su cuenca media-alta (primavera del 2009), donde dominan materiales loessoides. En dicha oportunidad se midió un Q_l de $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$ y un Q_s de 235 g/s , cuando en general se han medido valores de Q_s menores a $5\text{-}10 \text{ gr/seg}$ para caudales de este orden de magnitud. En Giuliano Albo (2013) se estimó un caudal de $248 \text{ m}^3/\text{s}$ en la crecida extraordinaria de fines de noviembre del 2009, donde si bien las lluvias fueron importantes, ocurrieron en una condición de suelo con muy baja cobertura, en un escenario post-quema. No se midió la carga en suspensión en ese evento, pero los depósitos de sedimentos dejados tras la creciente fueron muy significativos.

En el año 2011 se registraron incendios en la cuenca Las Cañitas (Fig. IV.4.7), y datos presentados en el apartado III.7.3.3 (Análisis de la carga en suspensión), mostraron el incremento en el contenido de sólidos en suspensión de los arroyos durante el periodo de lluvias siguiente, por ejemplo el río La Tapa, normalmente con valores menores a $0,02 \text{ gr/l}$, mostró un valor de $0,12 \text{ gr/l}$ (Figs. III.7.51 y IV.4.8).

También durante los primeros días de septiembre del 2013 se produjeron importantes incendios en las serranías cordobesas, con más de 50.000 has. afectadas e importantes pérdidas económicas. Particularmente en la cuenca Las Cañitas, fue afectado principalmente el sector serrano más oriental y extraserrano de la subcuenca del río Las Tapias, generando como puede apreciarse en las fotografías de las Figuras IV.4.9 y IV.4.10 la exposición del suelo desnudo a las futuras precipitaciones.

Deben considerarse también algunos procesos que se pueden ver favorecidos luego de ocurrido un incendio, con la consecuente pérdida de la cobertura vegetal, tal es el caso de los procesos de erosión hídrica en los interfluvios, o de los procesos gravitatorios como flujos o deslizamientos en las márgenes del canal. Puede incrementarse la tasa de erosión lateral y la tasa de sedimentación de materiales finos en las llanuras de inundación, y de barras en los cauces.



Figura IV.7. Vista aérea del área afectada por incendios en 2011. Se observa en el ambiente granítico, al Norte de la pampa de altura de cuenca Las Cañitas, y hacia el fondo de la fotografía ya en cuenca Las Cañitas.



Figura IV.8. Incremento de sólidos en suspensión en el río La Tapa a la salida del sector serrano, en crecidas posteriores al incendio de 2011 (14/2/12).



Figura IV.4.9. Paisaje en proximidades del río Las Tapias en la salida del sector serrano, post-incendio de septiembre/13.



Figura IV.4.10. Ladera en margen izquierda del río Las Tapias, en proximidades de la estación de aforo N° 11, post-incendio septiembre/13.

Además, es esperable que una gran disponibilidad de troncos de árboles grandes se incorporen como carga al canal en las sucesivas crecientes posteriores al incendio, lo cual puede generar obstrucciones en puentes por ejemplo, o pueden quedar en las barras del canal, atrapando sedimentos, o generando procesos de erosión al pié de los mismos.

IV.4.1.1 - Evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca

Dada la frecuencia de los incendios forestales en los sectores serranos de la provincia, se considera un escenario probable de mucho interés para analizar en la cuenca estudiada, por lo que se estimó la producción de sedimentos (G) con

posterioridad a un escenario hipotético de incendio. Teniendo en cuenta la heterogeneidad espacial de las variables que controlan los procesos erosivos, se consideró conveniente evaluar las modificaciones en la producción total de sedimentos según el incendio afectara a diferentes unidades geomorfológicas (Fig. III.3.24). Para ello se asumió un incendio hipotético de 5.5 Km² (550 has.) en los ambientes de relieves graníticos (I-d), la unidad metamórfica central (I-b), y las pampas de altura (I-a), siendo el área quemada igual dentro de cada ambiente. De acuerdo a la metodología de Gavrilovic (presentada en el apartado III.7.1, Producción de sedimentos), fueron modificados únicamente los valores del coeficiente X en los tres casos analizados, y dentro de esas áreas no se incluyeron los afloramientos rocosos. Se colocó un valor de 0.9 (próximo al valor correspondiente según el método a suelo desnudo).

Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla IV.4.1 tanto para la cuenca entera como los registrados por subcuencas, considerando la producción en la salida de los distintos ambientes geomorfológicos. Se adicionaron a esta tabla los valores obtenidos en condiciones actuales (traídos de Tabla III.7.4) a modo de comparar valores.

Se observa que los incendios forestales provocan mayores tasas de incremento en la producción de sedimentos. Si bien no son significativos los cambios en la producción total de la cuenca (Git) al considerar incendios en diferentes unidades, analizadas individualmente surgen incrementos mayores, especialmente en las unidades I-a y I-d, demostrando la alta sensibilidad de estos ambientes a la pérdida de cobertura vegetal. En el caso de la pampa de altura, con un 13% del área quemada la producción se incrementa en más del 50%. La pérdida de los pastizales de alta cobertura deja expuestos suelos desarrollados sobre materiales loessoides, los cuales a pesar de la baja pendiente que posee esta unidad, muestran alta sensibilidad a los procesos erosivos. Si bien estos suelos poseen buena estructura y alto contenido en materia orgánica, debe tenerse en cuenta que los incendios también pueden afectar las propiedades del suelo, en especial de estas clases texturales, y potenciar la tasa de erosión (Llovet López, 2006). Para el caso de la unidad granítica, quemando el 44% de su área, el valor de G aumenta un 70%; esta unidad demuestra su alto potencial de producción al alterar la protección del suelo dada por la cobertura vegetal, ya que los otros coeficientes de la metodología poseen valores intermedios a altos.

Es importante destacar el grado de recuperación que ha mostrado la cobertura vegetal (herbácea) luego del último incendio registrado en la cuenca en 2013 (Figs. IV.4.11 a-b y IV.4.12 a-b).

Tabla IV.4.1. Producción de sedimentos en condiciones actuales (G) y post-incendio para distintas unidades geomorfológicas (Gi) y para la cuenca completa (Git).

Unidad Geomorfológica	Área (Km ²)	Área (%)	% Área quemada	G (tn/ha/año)	Gi (tn/ha/año)	Git (tn/ha/año)	% cambio de G
Pampas de altura (I-a)	35.15	13.15	15.6	9.77	14.95	22	53.02
Relieves graníticos (I-d)	12.42	4.65	44.28	38.89	66.08	22.8	69.92
Metamórfica central (I-b)	153.16	57.29	3.59	25.04	26.48	22.4	5.75
Sector serrano oriental (I-c y I-e)	35.46	13.26	15.5	14.29	19	22.2	32.96
Sector extraserrano (II-a, II-b1 y II-b2)	31.14	11.65	17.7	18.01		---	

Si bien las especies arbustivas y arbóreas se perdieron, o parte de ellas han generado pequeños brotes nuevamente, este importante grado de regeneración de los pastizales actúa protegiendo al suelo ante el subsiguiente ciclo de lluvias. Sin embargo, la pérdida de las especies de mayor porte influye disminuyendo la intercepción de la lluvia por parte de la vegetación.

Puede considerarse que los efectos de aumento en la producción de sedimentos debido a los incendios forestales tendrían una atenuación temporal, con los mayores valores asociados a los eventos de tormenta inmediatamente posteriores al incendio.



Figura IV.4.11. Vista de ladera en margen izquierda del río Las Tapias, a) post-incendios de septiembre/13 y b) en marzo/14.



Figura IV.4.12. Vista del río Las Tapias en la estación de aforo N° 11, a) post-incendios de septiembre/13 y b) en marzo/14.

IV.4.1.2 - Cambios en la respuesta hidrológica de la cuenca

En este punto, al igual que para la producción de sedimentos, se consideró conveniente evaluar la respuesta hidrológica de la cuenca según el incendio se desarrollase en distintos ambientes geológicos- geomorfológicos, modificando en este caso el parámetro CN en la modelación hidrológica.

Se simuló un incendio de 5,5 Km², que, de acuerdo al esquema de subcuencas empleado en la modelación hidrológica (apartado III.6, Fig. III.6.1), se lo asoció a la subcuenca del A° Los Comederos (Pampas de altura), a la del A° Vílchez (Relieves graníticos), y a la subcuenca A° Alto Lindo (Superficie metamórfica central).

Según el SCS, valores de CN asignables a zonas quemadas están en torno a 89 (SCS, 1972). El Corine Land Cover (2000), (*Coordination of Information on the Environment*), desarrolla la creación de una base de datos sobre la cobertura y uso del territorio en la Unión Europea, sugiriendo para zonas quemadas un CN de 77, 86, 89 y 93 de acuerdo a los tipos hidrológicos de suelo A, B, C y D, respectivamente. González (2002) presenta datos de ensayos de infiltración en parcelas de pastizales altos y bajos, quemadas y no quemadas, ubicadas en las pampas de altura y en laderas de baja pendiente de la cuenca La Tapa. Los valores de CN calculados a partir de las tasas de infiltración y escurrimientos para pastizales quemados fueron de 83 (pastizal alto) y 76 (pastizal bajo).

Las corridas de HEC-HMS se efectuaron sobre el modelo calibrado para las condiciones de humedad antecedente II (apartado III.6), y simulando a modo de ejemplo, la lluvia del 21/02/14, para evaluar el caudal y tiempo al pico a la salida de las distintas subcuencas, y a la salida de la cuenca Las Cañitas completa.

Los valores del CN ponderados para cada subcuenca en el apartado III.6 fueron recalculados ahora considerando el área quemada de 5,5 km² con un CN de 89 de acuerdo al SCS y también con un CN promedio entre los dos valores de González (2002), ya que en la cuenca hay tanto pastizales altos como bajos (Tabla IV.4.2).

La Tabla IV.4.3 muestra los caudales pico para la condición actual y post-incendios para ambos CN, junto al porcentaje de cambio del caudal. Puede apreciarse que en todas las subcuencas el caudal pico se incrementa, más aún cuando se utiliza el valor mayor del CN del SCS. Los mayores porcentajes de cambio están vinculados a las subcuencas del ambiente de pampas de altura (A° Los Comederos) y granítico (A° Vílchez), en los cuales los nuevos CN cambian bastante respecto a los originales. En la cuenca del A° Alto Lindo, el porcentaje de área quemada es menor al igual que la

diferencia entre los CN de la condición actual y post-quema, y esto explicaría los menores cambios en el caudal de salida. Aún si se incrementase el porcentaje de área quemada de esta subcuenca, las diferencias de los caudales pico continúan siendo menores que en las otras dos situaciones. Por ejemplo, quemado aproximadamente un 50% del área, el valor del CN ponderado se eleva a 81.1, y el caudal de salida a 23,29 m³/s (significa un 66% de cambio respecto al original).

Los tiempos al pico a la salida de cada subcuenca no han variado en ninguna situación respecto a los de la condición actual, por eso se los colocó en una sola columna.

La Figura IV.4.13 muestra los hidrogramas a la salida de cada subcuenca para las tres situaciones analizadas, donde también puede apreciarse de manera gráfica que las mayores diferencias en los caudales pico se dan para la pampa de altura, seguida por el ambiente granítico y el sector central de la cuenca (superficie metamórfica central con marcada incisión fluvial).

Tabla IV.4.2. Valores de CN ponderados para las condiciones actuales y para la situación post-incendio (según el SCS y González, 2002), para las subcuencas de los tres ambientes geomorfológicos analizados.

Subcuenca	CN ponderado condición actual	CN ponderado post-incendio (SCS)	CN ponderado post-incendio (González, 2002)
A° Los Comederos - pampa de altura	66.77	75.47	72.48
A° Vilchez - relieves graníticos	70.41	78.92	74.69
A° Alto Lindo - área metamórfica central	75.60	77.53	76.35

Tabla IV.4.3. Caudales pico para la condición actual y post-incendio, su porcentaje de variación respecto a la condición actual, y el tiempo al pico para cada subcuenca analizada. Se muestra además el porcentaje de área quemada dentro de cada subcuenca.

Subcuenca	% área quemada	Q pico condición actual (m ³ /s)	Q pico post-incendio (SCS)	% de cambio del Q pico con SCS	Q pico post-incendio (González, 2002) (m ³ /s)	% de cambio del Q pico con González (2002)	Tiempo al pico
A° Los Comederos - pampa de altura	34.5	1.32	5.44	312.1	3.35	153.8	21feb2014, 11:10
A° Vilchez - relieves graníticos	44.4	10.07	14.47	43.7	11.82	17.4	21feb2014, 10:50
A° Alto Lindo - área metamórfica central	11.6	14.02	16.98	21.1	15.13	7.9	21feb2014, 11:50

Por otra parte, la Tabla IV.4.4 presenta los cambios en el caudal y tiempo al pico de las tres situaciones a la salida de la cuenca entera del río Las Cañitas. En este caso los caudales siempre se incrementan, aunque a este nivel de análisis las diferencias entre la situación actual y la post-incendio son mucho menores (como máximo 4,4%). La más importante es la generada al simular el incendio en la subcuenca del A° Alto Lindo (asociado a la superficie metamórfica central), esto en función de la mayor área de esta

cuenca, que con sus valores de CN, un pequeño cambio en su caudal representa un cambio mayor a la salida de la cuenca entera respecto a las otras dos situaciones. La de los relieves graníticos (subcuenca Vílchez) se ubica en segundo lugar, pero en este caso, su área no es mayor que la de subcuenca Los Comederos, y el cambio más notorio a la salida de la cuenca en este caso, se asociaría a sus menor cobertura vegetal y mayor porcentaje de afloramientos rocosos, que generan un CN mayor, y por lo tanto mayor escurrimiento que en las pampas de altura.

Finalmente, se desea hacer referencia a que, independientemente de los valores de CN asignados a las zonas quemadas, los incrementos en los caudales pico a partir de las precipitaciones ocurren en un tiempo acotado luego de producirse los incendios, ya que como se ha observado en la cuenca, al cabo de algunos meses la cubierta vegetal (de pastizales) se recupera en gran medida (Figs. IV.4.5 y IV.4.6).

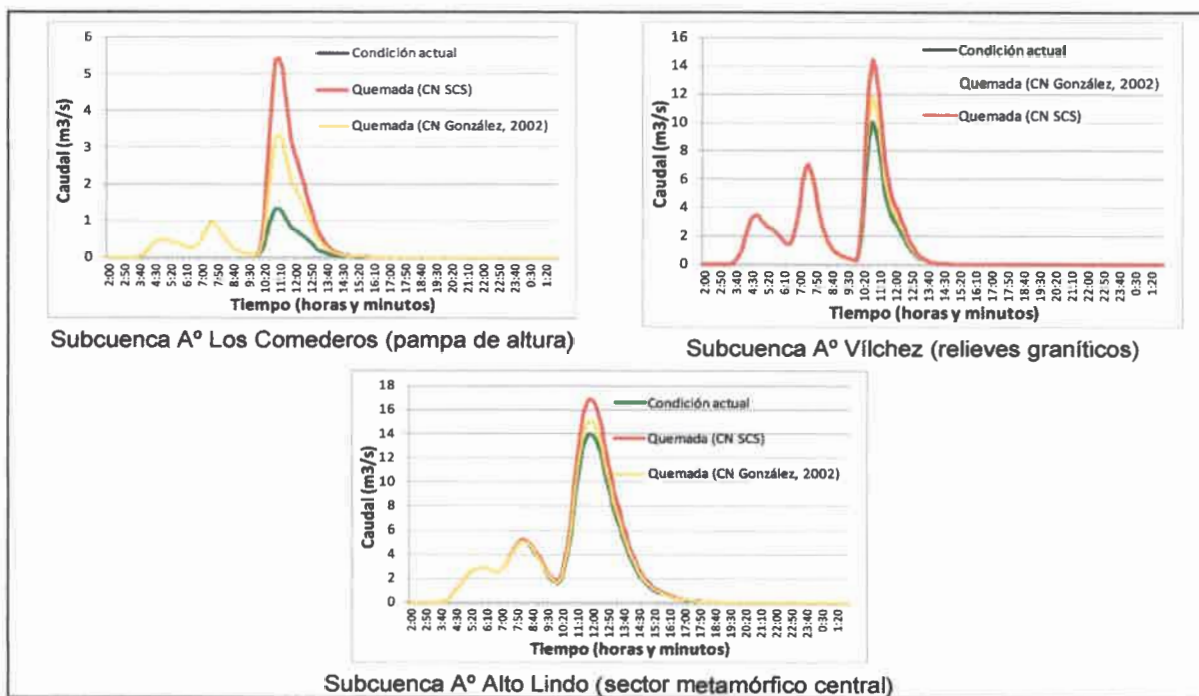


Figura IV.4.13. Hidrogramas generados en HEC-HMS a la salida de las subcuencas para los escenarios de condiciones actuales y de incendios forestales (utilizando los dos valores de CN evaluados).

Tabla IV.4.4. Caudales y tiempos al pico para la condición actual y post-incendio a la salida de la cuenca Las Cañitas, para las tres situaciones de análisis. Se muestra también en cada caso el porcentaje de cambio del caudal pico.

Subcuenca	Q pico condición actual (m³/s)	Q pico post-incendio (SCS)	% de cambio del Q pico con SCS	Q pico post-incendio (González, 2002) (m³/s)	% de cambio del Q pico con González	Tiempo al pico condición actual	Tiempo al pico post-incendio
A° Los Comederos - pampa de altura	50.6	50.72	0.2	50.66	0.1	21feb2014, 16:40	21feb2014, 16:40
A° Vílchez - relieves graníticos	50.6	52.00	2.8	51.10	1.0	21feb2014, 16:40	21feb2014, 16:50
A° Alto Lindo - área metamórfica central	50.6	52.86	4.4	51.46	1.7	21feb2014, 16:40	21feb2014, 16:40

IV.4.2 – Escenario de cambio climático

Para la región centro y Sur de Córdoba se efectuó un estudio que resultó en las proyecciones de incrementos/disminuciones de precipitación y temperatura bajo distintos escenarios (AIACC, Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change, 2006). En base a este trabajo y a información del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, 2001) se presenta a continuación una síntesis de cómo se generan las proyecciones.

Los escenarios climáticos son representaciones acerca del clima futuro consistentes con suposiciones sobre emisiones futuras de gases de efecto invernadero (GEI) y otros contaminantes y con el conocimiento científico actualizado sobre el efecto que tendrá el aumento de las concentraciones de los GEI sobre el clima global. En consecuencia, describen cómo se espera que las futuras actividades humanas alteren la composición de la atmósfera y por lo tanto en qué medida modificarán el clima global. Indican cómo podría ser el clima en las próximas décadas, a partir de un conjunto de suposiciones que incluyen: tendencias futuras de demanda energética, emisiones de GEI, cambios en el uso del suelo y de las aproximaciones a las leyes que rigen el comportamiento del sistema climático sobre períodos largos de tiempo.

Es importante resaltar las principales fuentes de incertidumbre en los escenarios de cambio climático (ECC): a) incertidumbre en las emisiones, b) incertidumbres en la variabilidad natural, y c) incertidumbres asociadas a los modelos climáticos.

Los ECC están basados en las condiciones climáticas observadas (generalmente durante un periodo de treinta años; actualmente se emplea el periodo 1961-1990) denominadas "escenario base".

Los escenarios de emisiones fueron elaborados por el IPCC (2001) y constituyen la base sobre la que se elaboraron escenarios futuros. Son denominados escenarios SRES e incluyen proyecciones hasta el año 2100. Se han propuesto cuatro líneas evolutivas y familias de escenarios: A1, A2, B1 y B2 (Fig. IV.4.14).

Para que estos escenarios socioeconómicos puedan ser utilizados en

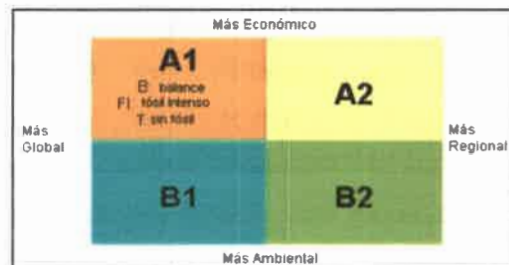


Figura IV.4.14. Representación esquemática de las familias de los escenarios SRES.

los modelos climáticos globales, se deben obtener de los mismos los escenarios de emisión de gases y estos deben ser convertidos a escenarios de concentraciones utilizando información sobre los tiempos de vida de estos gases en la atmósfera.

Los modelos climáticos globales (MCG) representan los procesos físicos en la atmósfera, océanos, criósfera y la superficie terrestre y constituyen la herramienta más confiable para simular la respuesta del sistema climático global al incremento de las concentraciones de los GEI. Asimismo, los MCG con modelos regionales de alta resolución anidados tienen la capacidad de proveer estimaciones globales o regionales, geográfica y físicamente consistentes del cambio climático.

Dado que existen diversas formas de construcción de escenarios climáticos, se hace uso de diferentes modelos de circulación general atmósfera-océano, con forzantes (se llama así a las variables del clima vinculadas a factores externos) para distintos escenarios de emisiones.

Para considerar la incertidumbre asociada con la variabilidad natural interna del sistema climático, se utilizan los promedios de periodos de treinta años (2011 a 2040, 2041 a 2070, 2071 a 2100), usualmente llamados escenarios al 2020, 2050 y 2080. Esto reduce los efectos de la variabilidad natural esperada.

Además, aun con el mismo escenario de emisiones, los modelos de circulación general simulan diferentes cambios climáticos globales (y regionales). Para tratar con esta fuente de incertidumbre se utilizan las salidas de varios modelos de circulación general.

Como se dijo anteriormente, para la cuenca Las Cañitas se tomaron como base los resultados obtenidos en el AIACC (2006), que analizó los campos de temperatura y precipitación para las décadas del 2020 y 2050 para el centro y Sur de la provincia de Córdoba (entre los 32° y 35° de latitud Sur y los 52° y 76° de longitud Oeste), para distintos escenarios socioeconómicos. Se construyeron escenarios climáticos base a partir de datos del periodo 1961-1990 de las variables temperatura y precipitación, y escenarios de **cambio climático para el 2020 y 2050 usando el Modelo para Cambio Climático inducido por Efecto Invernadero y un Escenario Generador (MAGICC/SCENGEN model, version 4.1)**. Estos autores utilizaron las salidas de tres MCG: EH4TR98 del European Center for Medium Range Weather Forecast, GFDLTR90 del Geophysical Fluids Dynamics Laboratory, y HAD3TR00 del Centro Hadley. Los escenarios de emisión utilizados fueron A2 y B2.

La **familia A2** describe un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. El índice de

natalidad en el conjunto de las regiones converge muy lentamente, con lo que se obtiene una población en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y el crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

La familia B2 describe un mundo en el cual predominan las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y ambiental. Es un mundo cuya población aumenta progresivamente a un ritmo menor que en A2, con niveles de desarrollo económico intermedios, y con un cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas A1 y B1. Aunque este escenario está también orientado a la protección del medio ambiente y a la igualdad social, se centra principalmente en los niveles local y regional (IPCC, 2001).

Las Tablas IV.4.5 a IV.4.8 muestran las variaciones proyectadas en las temperaturas y precipitaciones medias mensuales para 2020 y 2050 (AIACC, 2006).

En todos los escenarios proyectados para 2020 se observa un incremento en la temperatura media en casi todos los meses del año (entre 0.1 y 1.1 °C), siendo los meses de febrero, marzo y octubre los que muestran los mayores incrementos (Tabla IV.4.5). Para el 2050 también se observan incrementos en casi todos los meses (entre 0.1 y 2.4 °C), aunque los incrementos son más altos que en 2020, enero, febrero y marzo serán los más calurosos (Tabla IV.4.6).

Tabla IV.4.5. Cambios proyectados en la temperatura media mensual para 2020 para la región sur de Córdoba, usando tres MCG (E: ECHAM, G: GFDL y H: HADLEY) y los escenarios A2 y B2.

Scenarios	J	F	M	A	May	Jun	Jul	Aug	S	O	N	D
E-A2	0.33	0.44	0.31	-0.16	-0.17	-0.29	0.06	-0.27	-0.2	0.46	0.08	0.24
E-B2	0.54	0.67	0.24	0.04	-0.07	-0.09	0.19	-0.16	0	0.46	0.15	0.28
G-A2	0.26	0.86	0.74	0.16	0.41	0.37	0.57	0.55	0.23	0.61	0.43	0.34
G-B2	0.47	1.09	0.66	0.34	0.49	0.55	0.67	0.64	0.42	0.61	0.49	0.38
H-A2	0.16	0.3	0.72	0.21	0.21	-0.21	0.01	0.42	0.37	0.34	0.1	0.38
H-B2	0.38	0.54	0.64	0.4	0.3	-0.01	0.13	0.52	0.55	0.35	0.17	0.42

Tabla IV.4.6. Cambios proyectados en la temperatura media mensual para 2050 para la región sur de Córdoba, usando tres MCG (E: ECHAM, G: GFDL y H: HADLEY) y los escenarios A2 y B2.

Scenarios	J	F	M	A	May	Jun	Jul	Aug	S	O	N	D
E-A2	1.53	1	1.09	0.73	-0.21	0.2	0.65	-0.68	0	1.43	0.74	1.14
E-B2	1.29	1.46	0.54	0.61	-0.13	0.05	0.55	-0.32	0.18	1.2	0.46	0.73
G-A2	1.35	2.07	2.2	1.53	1.24	1.86	1.92	1.4	1.1	1.8	1.64	1.39
G-B2	1.14	2.37	1.47	1.29	1.1	1.44	1.62	1.43	1.1	1.52	1.22	0.94
H-A2	1.12	0.65	2.14	1.66	0.75	0.42	0.51	1.06	1.43	1.12	0.8	1.49
H-B2	0.94	1.17	1.42	1.4	0.68	0.23	0.43	1.15	1.38	0.94	0.51	1.02

Tabla IV.4.7. Cambios proyectados en la precipitación media mensual para 2020 para la región sur de Córdoba, usando tres MCG (E:ECHAM, G: GFDL y H: HADLEY) y los escenarios A2 y B2.

Scenarios	J	F	M	A	May	Jun	Jul	Aug	S	O	N	D
E-A2	-1.77	9.45	11.62	22.26	8.31	-0.99	1.81	5.39	-2.33	3.69	12.43	9.02
E-B2	-1.21	8.74	13.74	22.0	6.88	1.24	0.12	2.98	-2.96	5.4	10.61	5.7
G-A2	-2.3	-0.37	-1.59	0.44	1.99	-5.73	-6.4	9.98	-1.15	4.78	0	10.63
G-B2	-1.72	-0.79	0.92	0.82	0.74	-3.36	-7.84	7.43	-1.81	6.46	-1.46	7.27
H-A2	-1.22	1.88	-3.12	15.86	1.9	-11.41	-6.7	0.52	10.68	3.34	4.61	11.01
H-B2	-0.67	1.39	-0.57	15.79	0.66	-8.88	-8.14	-1.75	9.67	5.06	3.01	7.64

Tabla IV.4.8. Cambios proyectados en la precipitación media mensual para 2050 para la región sur de Córdoba, usando tres MCG (E:ECHAM, G: GFDL y H: HADLEY) y los escenarios A2 y B2.

Scenarios	J	F	M	A	May	Jun	Jul	Aug	S	O	N	D
E-A2	-2.71	25.29	28.88	61.29	23.26	3.66	14.52	9.39	-11.0	6.44	27.3	16.93
E-B2	-2.18	19.03	30.6	49.4	15.01	4.46	1.85	4.57	-7.9	11.38	21.4	10
G-A2	-4.04	0.5	-4.45	6.24	7.3	-8.32	-6.18	20.97	-7.99	9.19	-4.7	20.99
G-B2	-3.3	-1.82	2.56	3.08	1.59	-5.61	-15.56	14.32	-5.39	13.69	-5.04	13.42
H-A2	-1.31	6.19	-8.32	45.16	7.08	-22.65	-6.95	-2.9	21.87	5.55	7.55	21.97
H-B2	-1.01	2.96	-0.7	35.83	1.4	-17.67	-16.21	-5.77	19.63	10.63	4.74	14.24

Los cambios proyectados en la precipitación mensual muestran más variabilidad entre escenarios y entre meses que los cambios de temperatura. Disminuciones en la precipitación son proyectadas para enero y junio en todos los escenarios para 2020, entre 1 y 2.3% para enero y entre 1 y 11.5% para junio dependiendo del modelo usado (Tabla IV.4.7). Cuatro de los seis escenarios también mostraron disminuciones en la precipitación para marzo, julio y septiembre. Incrementos en la precipitación se proyectan para abril, mayo, agosto, octubre, noviembre y diciembre. Febrero también muestra incremento en la precipitación en cuatro de los seis escenarios.

IV.4.2.1 - Evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca

Para este caso, en la metodología de Gavrilovic (ver fórmulas en apartado III.7.1.1) se modificaron los factores de temperatura y precipitación. Con la finalidad de evaluar la influencia de las variables climáticas en el método, no se modificaron las demás condiciones. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que aumentos en la TMA y PMA podrían afectar por ejemplo la cobertura vegetal, y por consiguiente los valores del coeficiente X y de la producción de sedimentos G serían distintos.

Se presentan a continuación los resultados obtenidos en la tasa de producción de sedimentos para la cuenca Las Cañitas considerando los escenarios E-A2 y E-B2. Los mismos fueron seleccionados debido a que son los que proyectan los mayores incrementos en la precipitación media anual.

De este modo, para el caso del escenario E-A2, la PMA de la serie Las Tapias-Los Chañares y de la Estación La Cumbre fue incrementada en un 6,57% y la TMA en 0,07 °C para 2020, mientras que para 2050, la TMA se incrementó en un 16,94% y la TMA en 0,635 °C.

En el escenario E-B2, la PMA de las series utilizadas fue incrementada en un 6,10% y la TMA en 0,19 °C para el escenario 2020. Para el 2050, la TMA se incrementó en un 13,14% y la TMA en 0,55 °C. Si bien el registro de la Estación La Cumbre es de corta duración, se lo utilizó ya que son datos medidos en la cuenca, de modo que los resultados obtenidos surgen de considerar estos datos como representativos de un periodo de mayor longitud (el evaluado como escenario de base).

Los resultados obtenidos luego de aplicar la metodología de Gavrilovic son los presentados en la Tabla IV.4.9.

Como puede observarse, la producción para el 2020 aumenta de manera similar en ambos escenarios, en algo más del 9% respecto a la condición actual. Aquí no se han marcado diferencias apreciables ya que la variación en la temperatura en el escenario A2 (más económico) es muy pequeña.

Tabla IV.4.9. Producción de sedimentos G para cuenca Las Cañitas (en tn/ha/año) en los cuatro escenarios climáticos analizados, en las distintas unidades geomorfológicas y en la cuenca completa. Se muestra además el % de cambio respecto a las condiciones actuales.

Unidades Geomorfológicas	G	E-A2 2020	E-A2 2050	E-B2 2020	E-B2 2050	% cambio E-A2 respecto a G
Pampas de altura (I-a)	9.8	10.4	11.7	10.5	11.5	19.4
Metamórfica central (I-b)	25	27.3	30.6	27.4	29.8	22.4
Relieves graníticos (I-d)	38.9	42.8	46.2	42.6	46.4	18.8
Sector serrano oriental (Ic+I-e)	14.3	15.8	17.7	15.8	17.2	23.8
Sector extraserrano (II-a, II-b1 y II-b2)	18	19.9	22.4	19.9	21.7	24.4
Total cuenca	21.4	23.4	26.2	23.4	25.5	
% de cambio de la producción total	---	9.3	22.4	9.4	19.2	

Para el 2050 los valores incrementan en alrededor de un 20% respecto a la producción total actual de la cuenca, y ya se observan más diferencias entre escenarios, siendo la mayor para el E-A2.

Para comparar los cambios en la producción dentro de las distintas unidades, a modo de ejemplo en la Tabla III.9.6 se muestran los porcentajes de cambio del escenario E-A2 para 2050 respecto a las condiciones actuales, observándose que las mayores diferencias son para los sectores serrano oriental y extraserrano. Aquí puede observarse, tal como lo muestra la ecuación [1], que al no modificar ninguno de los demás factores

del método, las mayores producciones se asocian a las mayores precipitaciones y temperaturas, en este caso, en el sector oriental de la cuenca.

Debe tenerse en cuenta que estos valores de producción se verían reducidos si se consideraran los cambios en la vegetación, ya que ante mayores TMA y PMA, la cobertura sería mayor.

IV.4.3 – Crecida extraordinaria del río Las Cañitas

IV.4.3.1 – Metodología / Condiciones iniciales

De acuerdo a datos de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH, 2004), el caudal máximo medio diario anual registrado en la estación La Tapa (periodo 1939-1980) fue de 402 m³/seg, mientras que en la estación Las Tapias de 100 m³/seg.

De acuerdo a estos datos, resultó de interés evaluar el comportamiento morfohidrológico y analizar el transporte en un escenario de crecida extraordinaria, simulando un caudal pico de aproximadamente 500 m³/seg, es decir, considerando un caudal próximo a la suma de los máximos registrados en ambas subcuencas. Se corrió el modeló para todo el tramo del río Las Cañitas, mediante la ecuación de Engelund-Hansen, utilizando como geometría del lecho inicial aquella obtenida al correr el modelo con los datos de los años 2001 a 2003.

Las condiciones de borde utilizadas fueron la de "carga en equilibrio" para aguas arriba y "Normal Depth" para aguas abajo.

Se creó un archivo de caudales a partir de un registro de alturas hidrométricas en la estación La Tapa, correspondiente a la crecida del 13/03/2013, cuyo caudal pico principal fue de aproximadamente 51,9 m³/seg. A este hidrograma, cuya forma es representativa de los eventos de crecida de esta cuenca, se lo multiplicó por 10, de manera de obtener un pico próximo al de interés (518,7 m³/seg o 18.314,5 pie³/seg, Fig. IV.4.15). El incremento computacional utilizado fue de 0,1 horas.

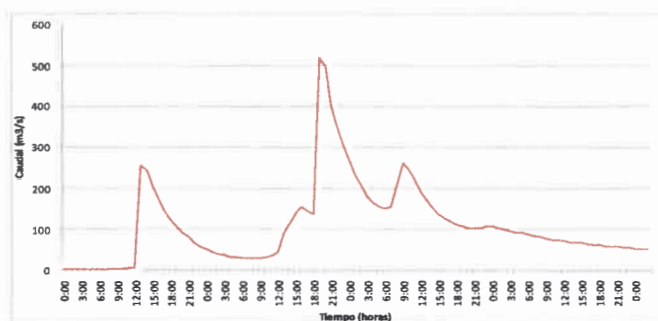


Figura IV.4.15. Hidrograma utilizado para simular una crecida extraordinaria en el río Las Cañitas.

IV.4.3.2 - Resultados de la modelación hidráulica

Los resultados de esta simulación se presentan en la Figura IV.4.16. Aquí se muestra la altura de la lámina de agua para la hora del pico principal (14/3/13, 19 hs.) en diferentes secciones transversales. Puede observarse que desde el inicio hasta a la sección -1766.4* el flujo llena completamente el canal, produciéndose desbordes hacia la margen de acumulación según los distintos meandros, e inundando el nivel inferior de terraza. Aguas abajo, a lo largo del tramo semiconfinado, en general el flujo queda contenido en el canal, debido a la mayor altura de las barrancas que conforman sus márgenes. En algunas secciones, sin embargo, por ejemplo la -3646.46 o la -4033.24, el nivel del agua alcanza los niveles de terraza menores que existen localmente en este tramo. Finalmente, en el tramo de diseño sinuoso ubicado aguas abajo, se observa desborde e inundación de los niveles de terraza más bajos, tal es el caso de las secciones -7535.1*, 7804.26, o 9359.49. En esta misma figura se muestra el nivel de agua alcanzado en la sección del puente, pudiendo observarse que en las horas previas y posteriores al caudal pico se ocupa también la alcantarilla de paso secundaria.

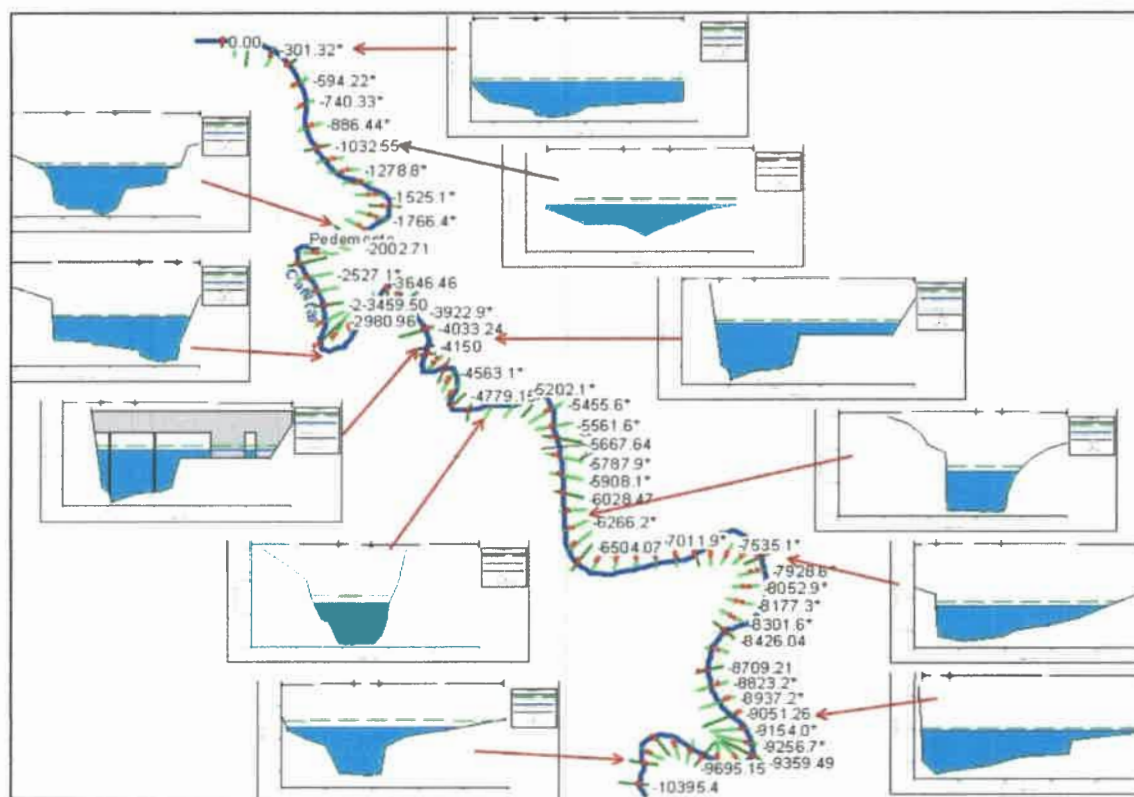


Figura IV.4.16. Altura de la lámina de agua alcanzada en diferentes secciones en el momento del caudal pico de una crecida extraordinaria del río Las Cañitas (caudal pico de 518,7 m³/seg).

A modo de comparación con datos observados en el río Las Cañitas durante el desarrollo de esta Tesis, se muestran a continuación algunos ejemplos de alturas de marcas de crecida.

Uno de ellos se presenta en la Figura IV.4.17, donde las marcas dejadas por una importante crecida en febrero de 2014 poseen una altura de 3,10 m, y el caudal estimado fue de 322,8 m³/s. HEC-RAS en las secciones de este tramo calculó una altura de lámina de agua entre los 4,0 y 4,20 m, para el caudal pico principal (517,8 m³/s) del hidrograma de la Figura IV.4.15. En el primer pico de dicho hidrograma (caudal de aproximadamente 250 m³/s) la altura alcanzada en estas secciones es de 2,5 m.

En esta misma sección, con marcas de crecida relevadas en mayo de 2012 (Fig. IV.4.18), con una altura de 2,9 m, se estimó un caudal de 199,6 m³/s (ver Tabla III.5.2).

Otro ejemplo se muestra en la Figura IV.4.19 (sección 4033.24, previa al puente), donde se midió velocidad con el método del flotador en la bajante de la creciente del 14/2/14, estimando una profundidad del agua en 2,0 m y un caudal de 180 m³/s. En esta sección, HEC-RAS muestra una altura de lámina de agua de 4,2 m al momento del pico de 517,8 m³/s (Fig. IV.4.15), y de 3,0 m para el primer pico del hidrograma (caudal de aproximadamente 250 m³/s).

Finalmente, en la sección 4205.33 (inmediatamente aguas abajo del puente) HEC-RAS calculó una altura en el pico principal de 4,30 m, y de 3 m para el pico previo menor. Para la marca de crecida observada en la planta a la derecha de la fotografía (flecha roja, Fig. IV.4.20) se midió una altura de 2,7 m, con un caudal estimado en 283,5 m³/s.



Figura IV.4.17. Marcas de la crecida del 14/2/14 en río Las Cañitas (sección 5054.5*), caudal estimado 322,8 m³/s.



Figura IV.4.18. Marca de crecida en sección 5054.5*, evento previo a octubre 2012, caudal estimado 199,6 m³/s.



Figura IV.4.19. Vista de la crecida del 14/2/14, río Las Cañitas (sección 4033.24), el caudal estimado en este momento fue 180 m³/s.



Figura IV.4.20. Vista de la sección 4205,33. A la derecha se observa la marca de crecida del 14/2/14.

IV.4.3.3 – Cambios en la morfodinámica y transporte de sedimentos

La Figura IV.4.21 muestra que la variación en la pendiente del canal luego del paso de la crecida es muy poco significativa. Por su parte, al analizar en detalle los valores de agradación/erosión del lecho al final del paso de la crecida, se observa que en general fueron menores a 1 pie (0,30 m) (Fig. IV.4.22, línea roja), y hay más segmentos de canal donde se generó agradación que erosión. Sin embargo, si se observa en esta misma figura la evolución del lecho para distintos pasos de tiempo durante la crecida, tanto los valores de erosión como de agradación estuvieron en algunos tramos próximos a los 2 pies (0,60 m), es decir, fueron mayores que los resultantes al final del periodo modelado.

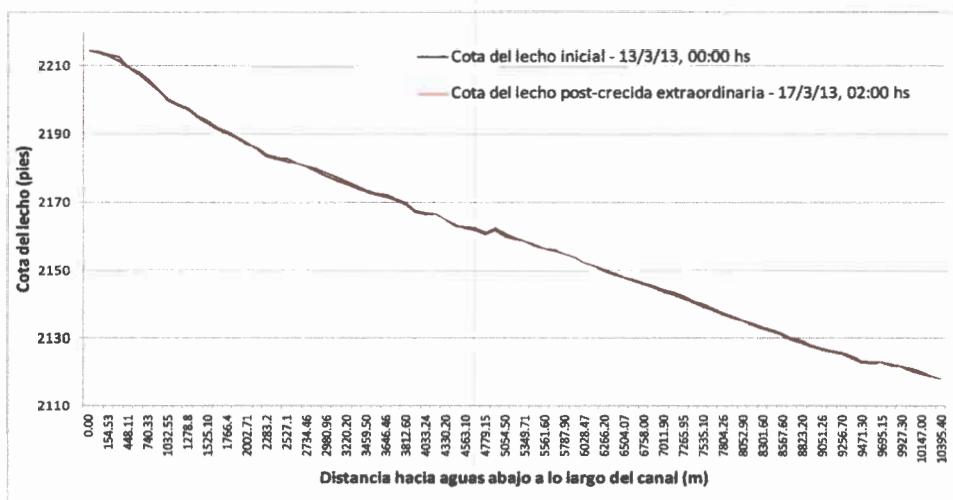


Figura IV.4.21. Pendiente del lecho inicial y final (según función de Engelund-Hansen) para la situación de crecida extraordinaria.

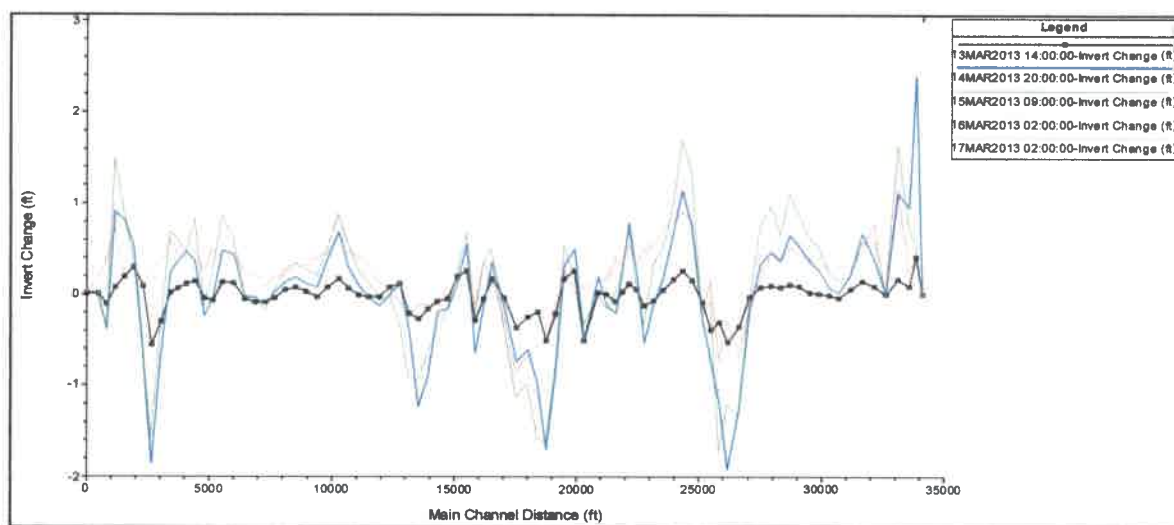


Figura IV.4.22. Variación en la cota del lecho para distintos tiempos durante el paso de la crecida extraordinaria (función de Engelund-Hansen). El gráfico se lee de aguas arriba (derecha) hacia aguas abajo (izquierda) del tramo modelado. Las líneas negra, azul y verde muestran la situación al paso de los tres picos principales del hidrograma de la Figura IV.4.15, y las líneas rosa y roja dos situaciones con descenso de caudal hacia el final del periodo modelado.

Al analizar las variaciones del lecho en la hora posterior a los tres picos del hidrograma de crecida (13/3, 14:00 hs.; 14/3, 20:00 hs y 15/3, 9:00 hs), se aprecia que en general los cambios más importantes se dan inmediatamente luego del pico principal (14/3/13, 14:00 hs., línea azul, Fig. IV.4.22).

Al analizar las secciones transversales en detalle en distintos tiempos durante el paso de la crecida se observa, en general, que en las curvas, tanto en los tramos de diseño de canal sinuoso como recto semiconfinado, durante el paso de los tres picos se genera agradación en el lecho, y luego con el descenso progresivo del caudal, se produce la erosión en un sector del canal, mientras que en otros continúa la sedimentación. Este comportamiento puede explicarse por la concentración del flujo en un sector del canal al ir disminuyendo el caudal, con el consecuente incremento de la velocidad, mientras que en el resto del cauce la pérdida de velocidad continúa generando agradación. A modo de ejemplo, esto puede observarse en las vistas de detalle de las secciones 1648,29; 3100,5*; 9256,7* y 10043,5 (Fig. IV.4.23). La imagen Google Earth presentada en la Figura IV.4.24 permite observar este comportamiento en las dos últimas secciones citadas.

Los segmentos rectos dentro del tramo semiconfinado muestran un comportamiento diferente, observándose erosión del lecho con el paso de los dos primeros picos de la crecida y luego una agradación progresiva hasta el final del periodo

modelado, asociada a la pérdida de caudal (ejemplo sección 6147,3*, Fig. IV.4.25), o erosión durante los tres picos y luego agradación (ejemplo sección 5054,5*, Fig. IV.4.25). Por su parte, los segmentos rectos dentro de los tramos de diseño sinuoso muestran en general, que al paso de los dos primeros picos (o en algunas secciones de los tres) de la crecida ocurre agradación de lecho y luego erosión en una parte del canal (por concentración del flujo), mientras que en el resto de la sección continúa sedimentando (ejemplo secciones 154,53 y 9051,26; Fig. IV.4.25).

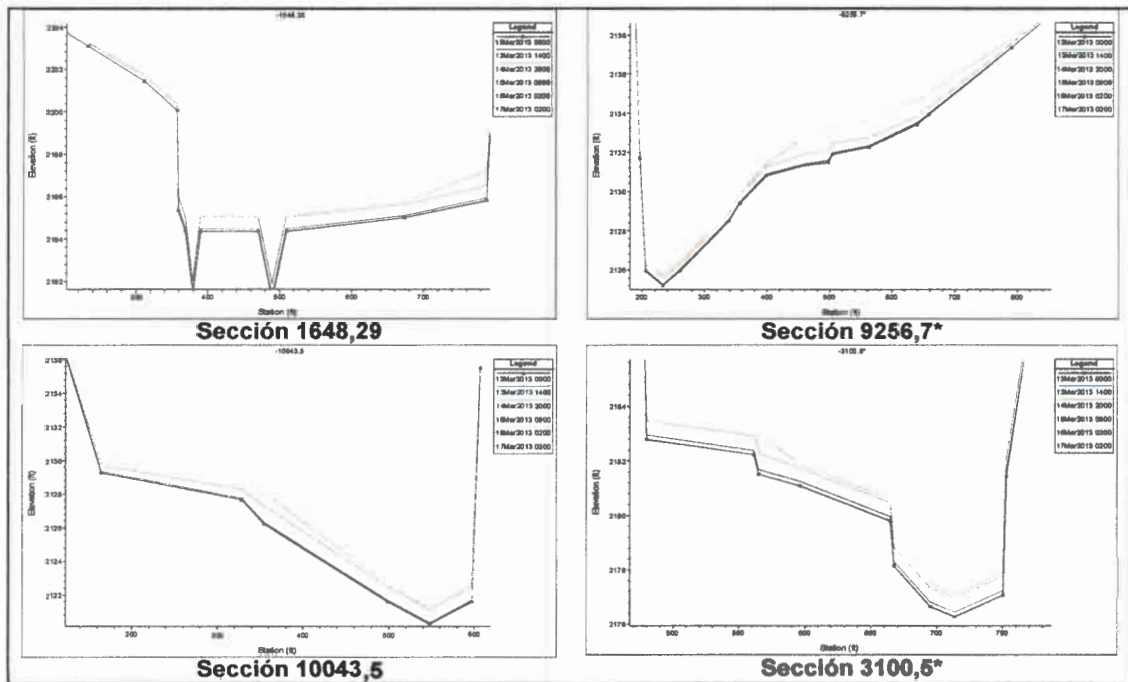


Figura IV.4.23. Detalle de la variación del lecho en secciones transversales en las curvas, durante el paso de la crecida extraordinaria.



Figura IV.4.24. Imagen Google Earth mostrando dos secciones transversales en las curvas del río Las Cañitas.

Cabe destacar aquí que el tiempo de modelación luego de los tres picos de la crecida fue apenas de unas 40 horas, mientras que, de acuerdo a los hidrogramas observados de estos ríos (presentados en el apartado III.5.2 de esta Tesis), el descenso dura mucho más tiempo, más de 15 días en varios casos, con lo cual el caudal presente hacia el fin del periodo de modelación continúa siendo elevado (alrededor de $50 \text{ m}^3/\text{s}$). Si se considerara un mayor tiempo de modelación, se espera que el comportamiento del río en los tramos rectos, al ir descendiendo gradualmente el caudal, también alcance un diseño con un talweg sinuoso entre barras laterales, tales como el mostrado en la Figura IV.4.26, concentrando el flujo en un sector del canal, mientras que en el resto continúa la agradación a medida que pierde velocidad.

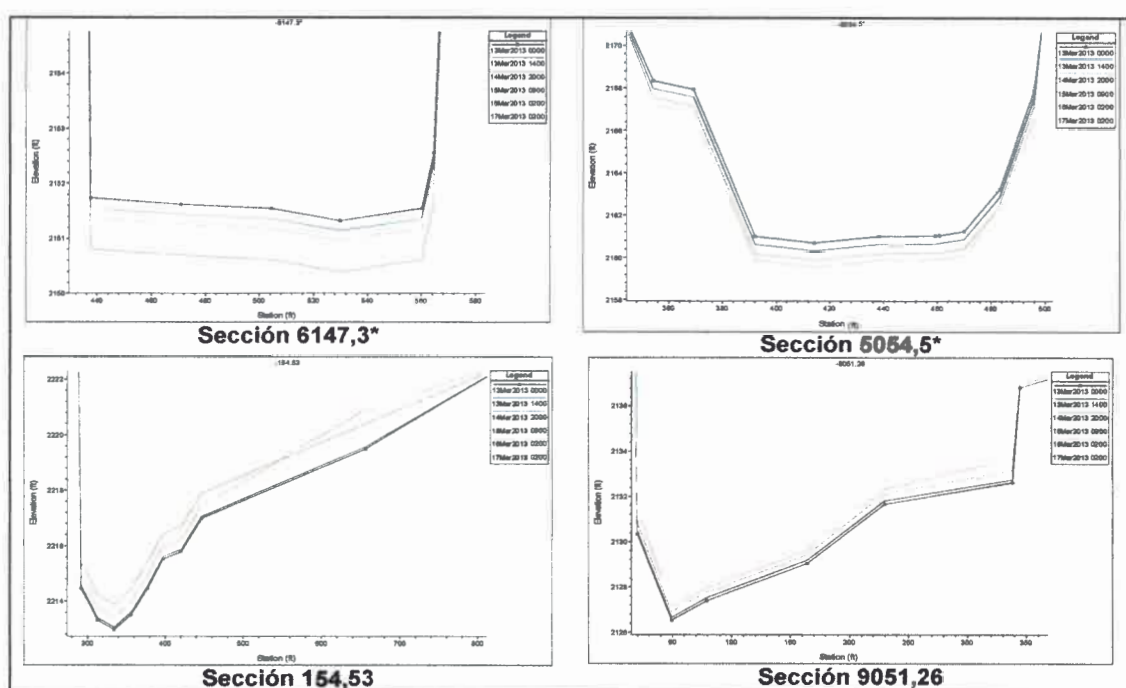


Figura IV.4.25. Detalle de la variación del lecho en secciones transversales en los segmentos rectos dentro del tramo de diseño semiconfinado (secciones 6147,3* y 5054,5*), y en los segmentos rectos del tramo sinuoso (secciones 154,53 y 9051,26), durante el paso de la crecida extraordinaria.

Con relación a las velocidades del flujo en las distintas secciones (Fig. IV.4.27), el modelo calculó valores entre 4 y 9 pies/s (1,2 a 2,7 m/s) para el momento de los dos picos menores del hidrograma (Fig. IV.4.15), y entre 5 y 11 pies/s (1,52 y 3,35 m/s) para el pico principal de la crecida. En horas previas a la creciente, para un caudal cercano a los $3 \text{ m}^3/\text{s}$, los valores de velocidad están próximos a 0,60 m/s (2 pie/s), mientras que para el final del periodo modelado, con caudales del orden de $50 \text{ m}^3/\text{s}$, son del orden de

4 pies/s (1,2 m/s). Estos valores de velocidad son acordes a mediciones realizadas durante esta Tesis para caudales del orden de los mencionados arriba (Tablas III.5.1 y III.5.2, apartado Hidrología Superficial).



Figura IV.4.26. Imagen Google Earth mostrando dos secciones transversales en un tramo recto semiconfinado del río Las Cañitas. Puede observarse el diseño del talweg sinuoso entre barras.

Por otra parte, de acuerdo a la Figura IV.4.28, el transporte acumulado al final del periodo modelado en esta crecida es cercano a las 110.000 Tn. Este valor sería el que aportaría durante esta crecida extraordinaria, según la ecuación de Engelund-Hansen, el río Las Cañitas al río Cuarto. La disminución en el transporte de aproximadamente 250.000 Tn en el tramo inicial a 110.000 Tn en el final (caracterizado por una menor pendiente), se interpreta como un proceso de agradación en algunos tramos del canal, lo cual se puede apreciar también en el gráfico de la Figura III.9.22.

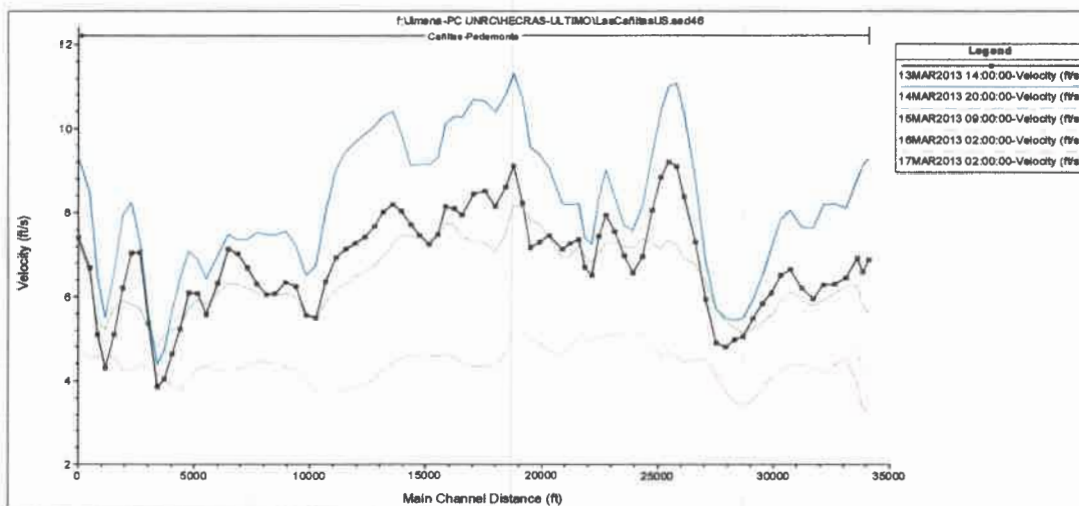


Figura IV.4.27. Velocidades calculadas en HEC-RAS durante el paso de la crecida extraordinaria. El gráfico se lee de aguas arriba (derecha) hacia aguas abajo (izquierda) del tramo modelado. Las líneas negra, azul y verde muestran las velocidades al momento de los tres picos principales del hidrograma de la Figura IV.4.15, y las líneas rosa y roja dos situaciones con descenso de caudal hacia el final del periodo modelado.

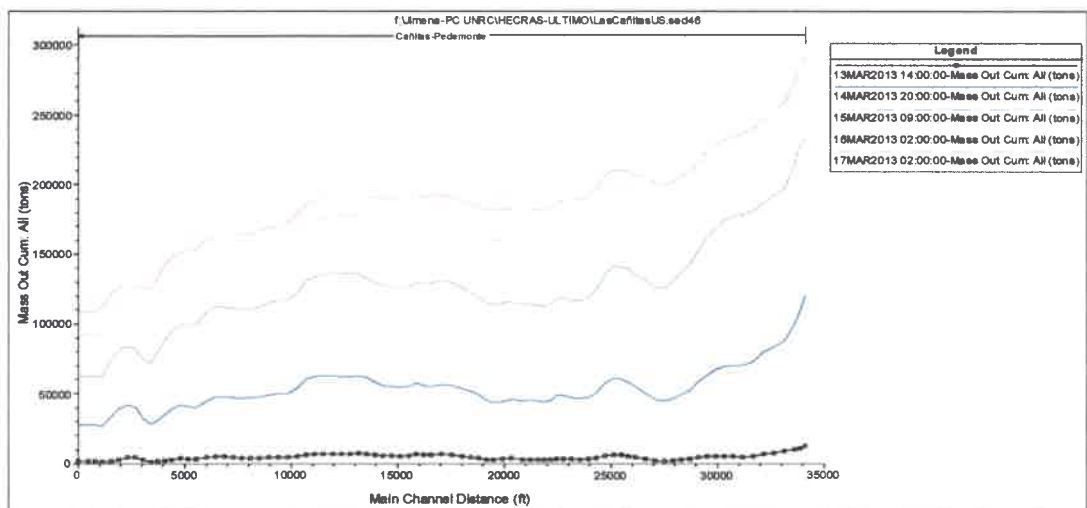


Figura IV.4.28. Transporte acumulado para la crecida analizada calculado en HEC-RAS mediante la función de Engelund-Hansen. El gráfico se lee de aguas arriba (derecha) hacia aguas abajo (izquierda) del tramo modelado.

A modo de corroborar con observaciones de campo los valores de agradación/erosión calculados por HEC-RAS, se muestran en este caso algunas fotografías del río Las Cañitas. En la Figura IV.4.29 se observan vistas del sector próximo a la sección 2283.2*, localizada al inicio del tramo de diseño semiconfinado. Mientras que en junio de 2012 la profundidad de agua en la margen derecha del cauce era de 0,50-0,60 m (Figura IV.4.29a), en agosto de 2014 se observa la presencia de una importante barra lateral en este sitio (Figura IV.4.29b), producto de las crecidas del verano anterior. De acuerdo al gráfico de la Figura III.9.22, los valores de erosión calculados en esta sección al paso de los picos de la crecida extraordinaria modelada alcanzaron los 0,41 m (1,34 pies) y luego se generó la sedimentación, a medida que el caudal descendía, de 0,20 m (0,67 pies).

Otras vistas registradas en estas dos fechas son las próximas a la sección 2002.71, donde se observan cambios en las barras centrales del cauce (Figura IV.4.30 a y b). La flecha negra señala la sedimentación de aproximadamente 0,25-0,30 m ocurrida en la margen izquierda del río, durante las crecidas de febrero de 2014. En esta sección, los valores de agradación y posterior erosión en la crecida modelada fueron de 0,23 y 0,18 m, respectivamente.

Por otra parte, para la sección 4205 (inmediatamente aguas abajo del puente), la Figura IV.4.31 muestra un depósito de aproximadamente 0,15-0,20 m de potencia luego de la crecida del 14/2/12. En esta sección el modelo calculó una erosión del lecho de 0,15

m durante los picos de la crecida modelada, seguida de una agradación de 0,13 m al disminuir el caudal.

Para la sección 7400,5* HEC-RAS mostró un proceso de agradación durante casi todo el paso de la crecida, con un total de 0,16 m, y, hacia el final del periodo modelado, erosión del lecho de 0,03 m. Una vista de esta sección muestra que las barras emergentes no superan los 0,15-0,20 m (Fig. IV.4.32).

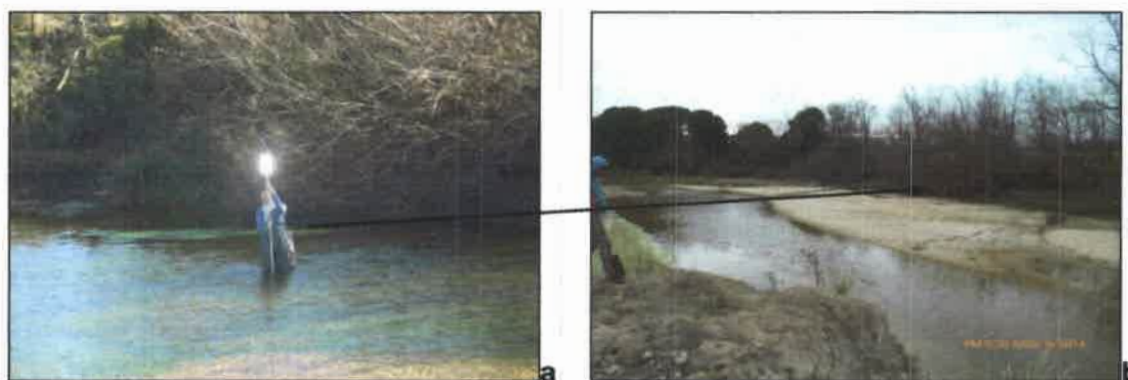


Figura IV.4.29. Vista de la sección 2283.2* (tramo recto-semiconfinado) en junio de 2012 (a) y agosto de 2014 (b), observándose la sedimentación en el lecho de aproximadamente 0,50-0,60 m.



Figura IV.4.30. Vista proximidades de la sección 2002.71 (tramo recto-semiconfinado) en junio de 2012 (a) y agosto de 2014 (b), observándose cambios en la configuración de las barras en el cauce.



Figura IV.4.31. Vista sección 4205 luego de la crecida del 14/2/2012.



Figura IV.4.32. Vista sección 7400,5*, mostrando las barras y el canal.

Finalmente, en la Figura IV.4.33a se presenta la sección 4779.15 en HEC-RAS con la cota del lecho a distintos tiempos de la crecida modelada, mostrando luego del pico principal (línea verde) una erosión en el canal y el *point bar* del orden de los 0,45-0,51 m. Al final del periodo modelado (línea roja) ha ocurrido algo de agradación al disminuir la velocidad, quedando entre el lecho inicial y final una profundización de entre 0,33-0,45 m. En la Figura IV.4.33b se muestra la potencia de los depósitos movilizados en una creciente en esta sección, que como se observa están en el orden de los calculados por el modelo.

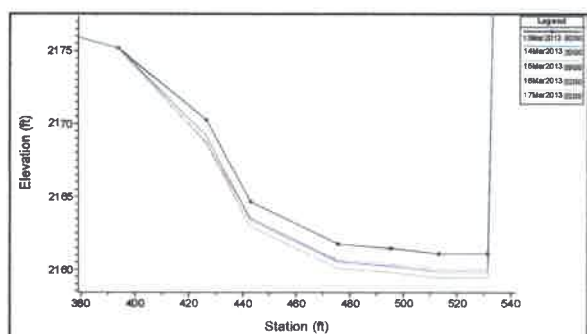


Figura IV.4.33. a) Vista en detalle de la sección 4779.15 en HEC-RAS mostrando la cota del lecho a distintos tiempos en la crecida modelada. b) Depósitos erodados en esta sección luego de la crecidas de febrero/2014 (Escala: cada segmento blanco y rojo de la barra a la izquierda de la fotografía = 20 cm).

IV.4.4 – Construcción de la presa La Tapa

La construcción de esta represa está proyectada en el sector de la confluencia del río La Tapa y el A° Alto Lindo. Por tal motivo, resultó de interés evaluar el comportamiento morfohidrológico del río Las Cañitas, desde su inicio hasta su

confluencia con el río Piedras Blancas, frente a los cambios hidrológicos y en el ingreso de sedimentos que resultarían si la presa se construye.

IV.4.4.1 – Metodología / Condiciones iniciales

Como entrada de información de la geometría del lecho se utilizó la obtenida con la ecuación de Engelund-Hansen luego de correr los 3 años de datos de caudales (2001-2003) explicados en el apartado III.8.

A partir de datos de la obra obtenidos de Reyna *et al.* (2010), tales como ancho y cotas de vertederos, descargadores de fondo y central, etc., y utilizando un modelo de elevación del terreno del SRTM de 25 m de resolución, se obtuvo mediante herramientas de SIG el volumen total de la presa, y la curva de llenado de la misma para distintas cotas. El volumen de almacenamiento calculado para la cota 737 msnm fue de 20.535.921 m³ (20,53 hm³).

Teniendo en cuenta que la estimación de la producción de sedimentos desde la subcuenca del río La Tapa, según el método de Gavrilovic (apartado III.7.1 de esta Tesis), fue de 0,14 hm³/año, se deduce que la presa tendría una vida útil de alrededor de 150 años, por lo cual se procedió al planteo de un escenario de la cuenca a largo plazo, considerando el corte de suministro de sedimentos desde esta subcuenca al río Las Cañitas.

Para la condición de borde aguas abajo se empleó el método "Normal Depth" al igual que en todas las corridas del modelo (ingreso de la pendiente = 0,002). Para la condición de borde de aguas arriba se establecieron los hidrogramas y aportes de sedimentos desde las dos subcuencas principales (ríos La Tapa y Las Tapias), lo cual se detalla a continuación.

Para el caso del río La Tapa, a partir de la curva de llenado del embalse se obtuvieron los coeficientes para el cálculo de los caudales regulados por la presa para el periodo de interés. Se empleó una serie de caudales de ingreso a la presa provenientes del registro de la estación limnigráfica La Tapa (SSRH, 2013) para un periodo de 20 años, a intervalos de 24 hs. Los caudales de salida regulados simulaban el ingreso de agua (sin sedimentos en este caso) al río Las Cañitas desde la subcuenca del río La Tapa. La Figura IV.4.34 presenta los hidrogramas de entrada y salida de la presa.

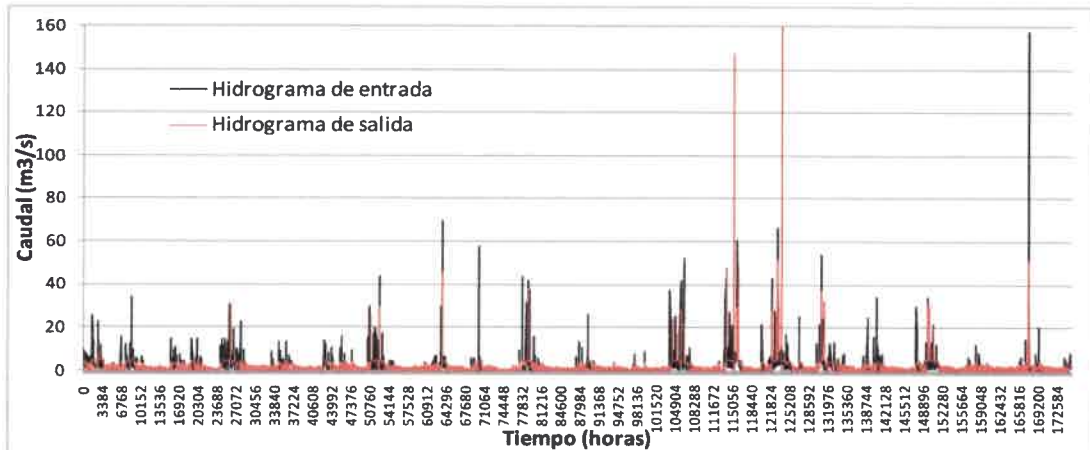


Figura IV.4.34. Caudales de entrada y salida presa La Tapa, periodo 20 años, a intervalos de 24 hs. Los caudales de salida fueron ingresados al tramo modelado del río Las Cañitas para la situación post-presa.

Por otra parte, los caudales desde el río Las Tapias se obtuvieron del registro de la estación Las Tapias (SSRH, 2013) para el mismo periodo de tiempo citado precedentemente, también a intervalos de 24 hs. Como ya se indicara, como este curso es de carácter temporario, al igual que en otras corridas del modelo HEC-RAS, se utilizaron sólo los registros correspondientes a crecidas, los cuales llegan a la confluencia con el río La Tapa, y en consecuencia al río Las Cañitas. En general los caudales de crecida fueron menores a los 20 m³/s, destacándose algunos entre 40 y 60 m³/s, y el más importante, hacia el final del periodo de análisis que fue próximo a los 145 m³/s (Fig. IV.4.35).

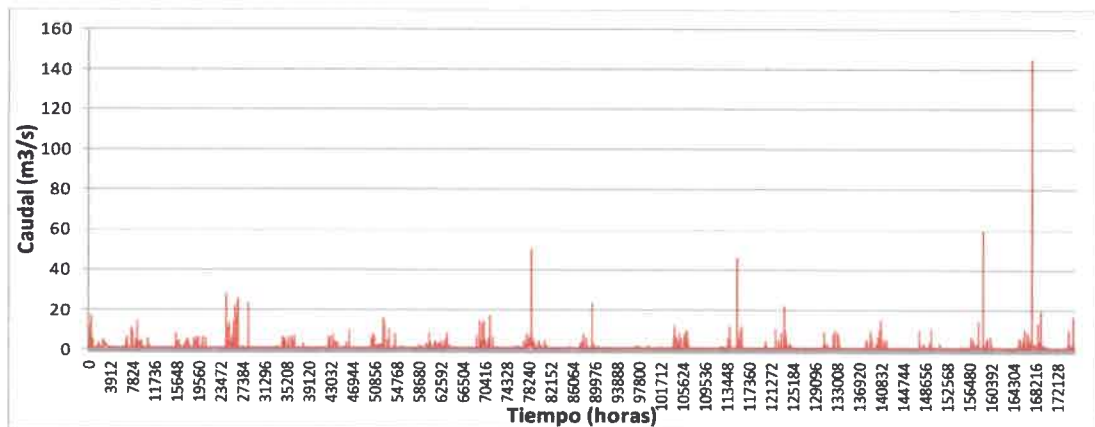


Figura IV.4.35. Hidrograma del río Las Tapias, a intervalos de 24 horas, para los 20 años de análisis.

Para considerar el aporte de sedimentos desde el río Las Tapias, se empleó como condición de borde de aguas arriba del tramo modelado una curva "Caudal

líquido-Caudal sólido" (ó "Rating Curve" en HEC-RAS). Para la construcción de la misma, se utilizaron los resultados obtenidos al correr los 3 años de caudales para la ecuación de Engelund-Hansen, seleccionando una serie de caudales a intervalos de 200 pie³/seg (5,7 m³/seg) junto a su correspondiente valor de transporte (llevado a Tn/día).

Como el ingreso de sedimentos al río Las Cañitas se verá disminuido desde la subcuenca del río La Tapa por la presencia de la presa, para representar esta condición se asumió que solamente ingresarán sedimentos desde la subcuenca del río Las Tapias. De acuerdo a los resultados obtenidos por la metodología de Gavrilovic al estimar la producción de sedimentos de la cuenca, se observó que la subcuenca Las Tapias contribuye con aproximadamente el 30% de la producción total de la cuenca, por lo que se utilizó sólo este porcentaje de los valores de transporte en la curva caudal líquido-caudal sólido. La Tabla IV.4.10 presenta los datos empleados para la construcción de esta curva, la cual es mostrada en la Figura IV.4.36. Además, la granulometría utilizada en esta curva fue la de una muestra obtenida en el río Las Tapias, previo a su confluencia con el río La Tapa. La Figura IV.4.37 presenta la ventana en HEC-RAS donde se cargó la información para la condición de borde "Rating Curve".

Tabla IV.4.10. Datos empleados para la construcción de la curva caudal líquido-caudal sólido mediante la función de Engelund-Hansen. Ql=caudal líquido, Qs=caudal sólido, Qs_{Las Tapias}=caudal sólido desde subcuenca del río Las Tapias.

Ql (pie ³ /seg)	Ql (m ³ /seg)	Qs (Tn/hora)	Qs (Tn/día)	Qs _{Las Tapias} (Tn/día)
199.2	5.6	14.9	357.3	107.2
410.2	11.6	51.3	1232.2	369.7
606.7	17.2	92.5	2219.0	665.7
811.6	23.0	142.1	3409.7	1022.9
999.2	28.3	183.2	4397.4	1319.2
1207.4	34.2	264.1	6337.6	1901.3
1410.1	39.9	333.8	8012.0	2403.6
1624.6	46.0	413.4	9921.9	2976.6
1807.3	51.2	497.0	11927.4	3578.2
1956.6	55.4	534.1	12817.9	3845.4
2196.2	62.2	686.6	16477.4	4943.2
2375.4	67.3	765.2	18364.4	5509.3
2607.3	73.8	904.0	21696.7	6509.0
2866.7	81.2	1079.8	25915.6	7774.7
2979.9	84.4	1157.2	27773.8	8332.1
3217.3	91.1	1335.1	32043.0	9612.9
3377.9	95.7	1473.9	35374.7	10612.4
3589.8	101.7	1679.6	40311.0	12093.3
3890.8	110.2	1988.0	47712.9	14313.9
3996.2	113.2	1987.4	47698.5	14309.5
4646.5	131.6	2830.1	67921.5	20376.5
4886.9	138.4	3036.8	72883.8	21865.1

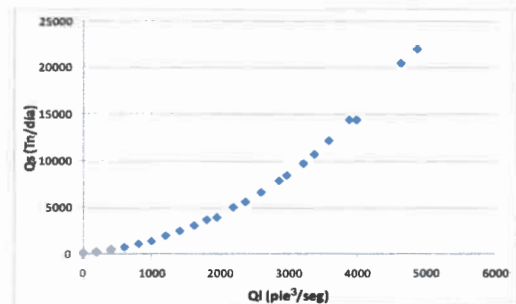


Figura IV.4.36. Curva caudal líquido-caudal sólido (desde la función Engelund-Hansen) utilizada como condición de borde aguas arriba en la modelación con el escenario post-presa La Tapa.

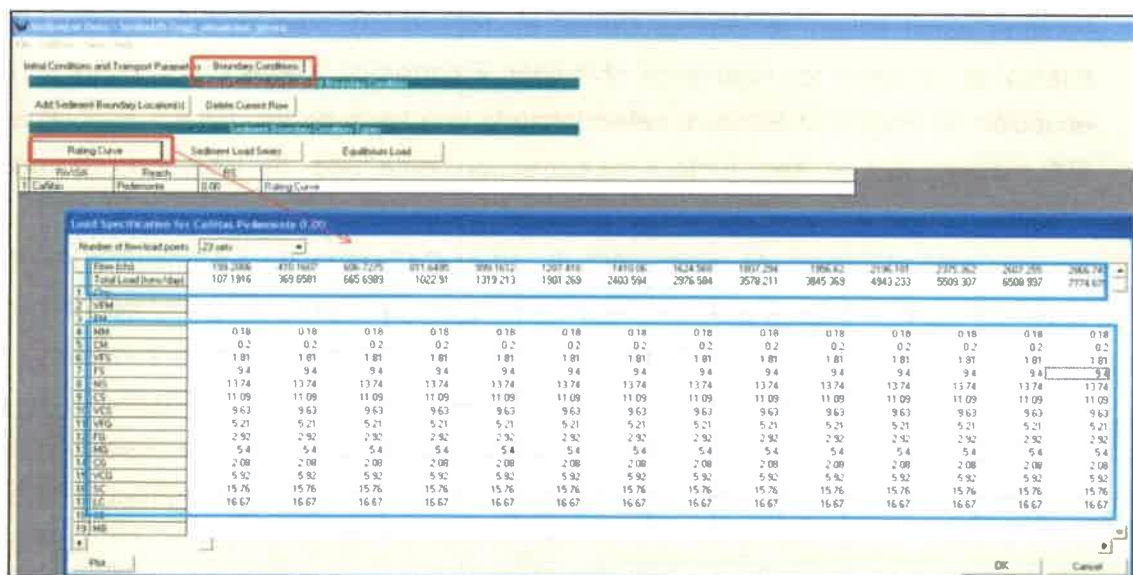


Figura IV.4.37. Ingreso de información relacionada a la condición de borde "Rating Curve" (Qs-Ql) en la sección inicial del río Las Cañitas. Los recuadros en celeste muestran los datos para la construcción de la curva Qs-Ql y la granulometría del río Las Tapias.

IV.4.4.2 – Transporte de sedimentos en el río Las Cañitas

La Figura IV.4.38 muestra curvas con el transporte de sedimentos acumulado cada 5 años de análisis en el escenario post-presa. Puede observarse que en todos los casos, y especialmente entre los 10 y 20 años de análisis, hay un incremento en el transporte desde aguas arriba hacia aguas abajo del río, el cual se mantiene más o menos constante en la parte final del tramo. Entre los 10 y 15 años se genera el aumento más importante en el transporte, de manera coincidente con los mayores caudales de salida desde la presa La Tapa para este periodo, siendo las crecidas del río Las Tapias poco significativas en este intervalo de tiempo (Figs. IV.4.34 y IV.4.35). Como se deduce de la Figura IV.4.38, el transporte acumulado al final de cada intervalo de 5 años es variable, pero al cabo de los 20 años de análisis el río Las Cañitas generaría, de acuerdo a este análisis, un aporte de aproximadamente 350.000 Tn de sedimentos al río Cuarto. Este valor es considerablemente menor al obtenido en una situación natural de transporte del río Las Cañitas, sin la presencia de la presa aguas arriba, como se analizara en el apartado III.8 de esta Tesis, donde se calculó, mediante la ecuación de Engelund-Hansen, un total próximo a las 350.000 Tn al cabo de sólo tres años de modelamiento (Fig. III.8.20). Es decir, puede observarse el efecto de la presa, con la reducción en el transporte y consecuente llegada de sedimentos desde el río Las Cañitas al río Cuarto.

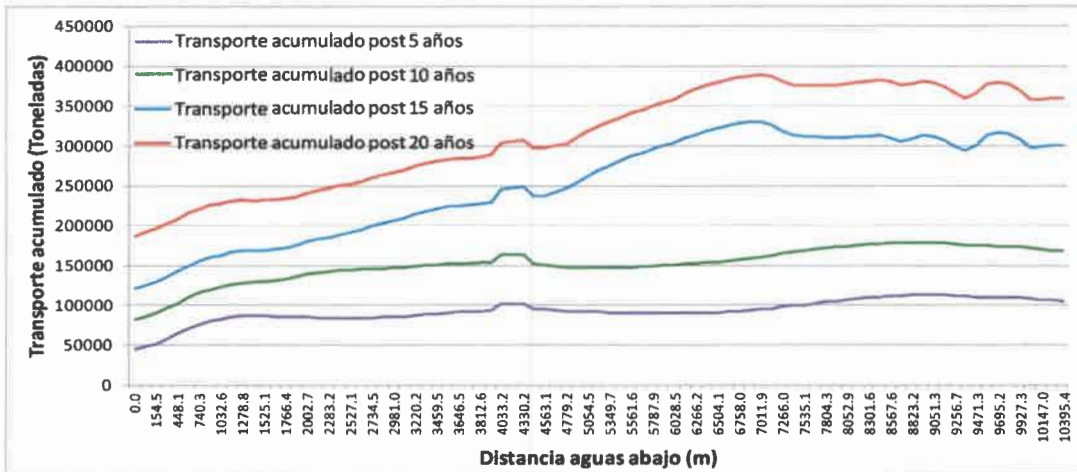


Figura IV.4.38. Transporte acumulado a intervalos de 5 años (según función de Engelund-Hansen) durante los 20 años de análisis luego de construida la presa.

IV.4.4.3 - Cambios en la morfodinámica del río Las Cañitas

Luego de los 20 años de análisis con la presencia de la presa, la pendiente del lecho muestra cambios, los cuales se pueden apreciar en la Figuras IV.4.39 y IV.4.40, esta última mostrando curvas que representan los cambios cada 5 años de análisis. Como es lógico se ha generado erosión aguas abajo de la presa, con un descenso generalizado de la cota del lecho en casi todo el tramo modelado. En el segmento inicial de diseño en planta sinuoso, se erosionó hasta el valor de -1 m, y en el de diseño recto-semiconfinado hasta los 0,60 m (en la mayor parte del tramo), que fueron los valores colocados como límite en las condiciones iniciales del modelo, debido a la presencia de la Fm Pampiano/Chocancharava a esa profundidad del aluvión.

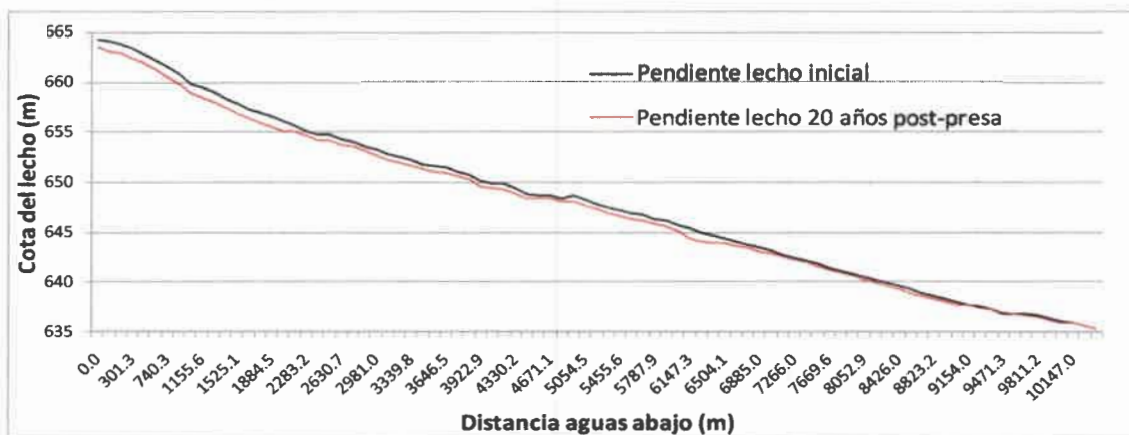


Figura IV.4.39. Pendiente del lecho inicial y final (según función de Engelund-Hansen) para la situación inicial y post-presa La Tapa (20 años).

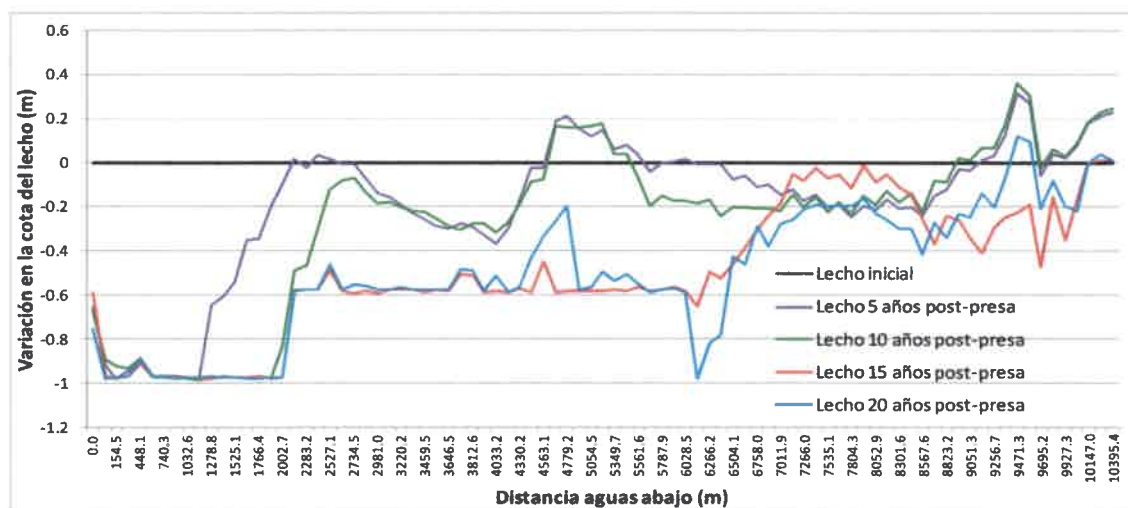


Figura IV.4.40. Variación en la cota del lecho (según función de Engelund-Hansen) a intervalos de 5 años luego de construida la presa.

Respecto al tramo final de diseño sinuoso, se observa que la erosión ha sido menor hasta el periodo de tiempo analizado, alcanzando valores que en general fueron de -0,20 a -0,40 m (Fig. IV.4.40). Si bien en este tramo la profundidad máxima de erosión admitida fue de 1 m (por presencia de las toscas de la Fm Pampiano), el nivel de erosión en el río se verá influenciado además por el comportamiento del río Piedras Blancas, que actúa como nivel de base del río Las Cañitas. Actualmente, en algunos sectores próximos y en la confluencia de los ríos Las Cañitas y Piedras Blancas, aflora la Fm Pampiano.

Al analizar el comportamiento cada 5 años (Fig. IV.4.40), se aprecia como con el paso del tiempo la degradación del lecho se va trasladando cada vez más hacia aguas abajo, especialmente en el primer tramo de diseño sinuoso y en el semiconfinado. En concordancia con el análisis del transporte, los mayores cambios en el lecho se han dado entre los 10 y 15 años luego de la instalación de la presa, alcanzando el máximo nivel de erosión permitido en casi todo el tramo de diseño recto-semiconfinado (0,60 m).

El tramo de diseño sinuoso localizado más aguas abajo ha mostrado un comportamiento diferente, mostrando en un primer segmento (el ubicado más aguas arriba dentro de este tramo) erosión del lecho hasta los 10 años, luego agradación hasta los 15 años, y nuevamente erosión hasta los 20 años de análisis; y un segmento final del río (hasta la confluencia con el Piedras Blancas) que muestra un proceso de agradación del lecho hasta los 10 años, luego erosión hasta los 15 años y finalmente agradación

hacia los 20 años de análisis. Los valores de agradación/erosión del lecho no superan los 0,60 m.

Es esperable que ocurra degradación del lecho aguas abajo de la presa por la retención de sedimentos (efecto "aguas limpias"), pero debe tenerse en cuenta que los caudales del río La Tapa saldrán regulados, con lo cual los picos de crecida se verán reducidos desde este afluente. Sin embargo, el funcionamiento del río Las Tapias continuará normalmente, y durante las crecientes efectuará sus aportes de sedimentos, los cuales generarán también agradación en el río Las Cañitas, especialmente en su tramo final (de menor pendiente). Es esperable que los materiales de lecho, paulatinamente vayan adquiriendo una composición y granulometría similar a la del río las Tapias.

En general, con el paso del tiempo, parece observarse a lo largo de todo el tramo modelado una secuencia de procesos de erosión del lecho que se van trasladando hacia aguas abajo, los cuales antes de alcanzar la profundidad máxima de erosión permitida, alternan con procesos de agradación. La distribución en el tiempo de estos últimos, dependerá principalmente del funcionamiento de la subcuenca del río Las Tapias en los distintos ciclos de lluvias.

IV.5 - SENSIBILIDAD DEL PAISAJE

IV.5.1 – Introducción

Los resultados hasta aquí presentados demuestran que analizados los mecanismos de ajuste de este sistema fluvial, a distintas escalas espaciales y temporales, y en respuesta a cambios de distinta naturaleza (tectónicos, climáticos, antrópicos) operando con distintas tasas y distribución (local, regional), la *respuesta es heterogénea*.

En las hipótesis de partida se asociaban estas variaciones en los mecanismos de respuesta a la sensibilidad del sistema, como variable intrínseca que permite evaluar el potencial de cambio.

La idea de sensibilidad se asocia a la relación entre la magnitud del cambio y la magnitud de la respuesta a tal cambio (Usher, 2001). Las modificaciones y sus magnitudes tienen componentes espaciales y temporales, y esos componentes son integrales para entender la sensibilidad (Thomas, 2000). Además, existen efectos de la velocidad de cambio; por ejemplo, con tiempos de relajación muy largos, algunos

sistemas que son estudiados en el presente están aun ajustándose a cambios en el pasado (Harvey, 2000).

Es importante mencionar que de acuerdo a la longitud de tiempo sobre la cual operan los procesos a escala de paisaje, aún un buen registro de observaciones actuales e históricas, es en comparación, de corto plazo (Usher, 2001). Sin embargo, existen algunos indicadores que permiten inferir y estudiar escalas de tiempo más largas, entre ellos la presencia de relieves residuales, el análisis de perfiles longitudinales de ríos, el estudio de perfiles de meteorización y edáficos y asociaciones de fósiles, estudios de depósitos de diatomeas en sedimentos (Edwards, 2000; Zaprowski *et al.*, 2005; D'Arcy y Whittaker, 2014; Downs *et al.*, 2013)

Además, cualquier sistema tiene un número de ciclos de retroalimentación, que pueden o no, hacer al sistema más estable. En general, a través de estos mecanismos de retroalimentación el sistema se mantendrá dentro de un rango de estados. En ocasiones, si se atraviesa un umbral, u ocurre un evento catastrófico o episódico, el sistema es forzado a un estado alternativo.

Cada paisaje es sensible en algún grado, y debemos hacer uso del mismo dentro de los límites de tal sensibilidad. En este sentido, Usher (2001) señala que los estudios sobre umbrales y los factores que fuerzan al sistema a cambiar de un estado a otro, constituyen una línea de abordaje prioritaria.

Sear y Newson (2003) utilizan un set de estudios de canales y producción de sedimentos de largo término para proveer una guía en la definición de cambios, y aquellas variables y técnicas de estudio que puedan formar la base de un monitoreo mejorado a escala nacional. Estos autores señalan que tal es la variabilidad en las condiciones de borde que los "forzantes/motores" básicos (caudal y carga de sedimentos) evocan respuestas muy localizadas en las márgenes del canal. Estos autores señalan que existe una confusión frecuente entre "cambio" e "inestabilidad" y que quizás "ajuste" sea el término más preciso en tales circunstancias.

El cambio puede ser definido en términos de una diferencia entre dos puntos en el tiempo y espacio, pero también puede definirse en términos del potencial para un cambio efectivo. El primero representa la variación que es tangible y detectable (pero puede no ser significativa), el segundo, es de interés en términos de sensibilidad del sistema, y por lo tanto tiene relevancia para el monitoreo (Sear y Newson, 2003). Burrin (1985) agrega que una complicación mayor en la interpretación de los cambios es la "memoria" del sistema de sedimentos fluviales, lo que lleva a respuestas complejas, umbrales de cambio y dificultad en separar la influencia de variables intrínsecas o externas.

Sear y Newson (2003) proponen tres definiciones de cambio ambiental en la geomorfología del canal: 1) los cambios sincrónicos a gran escala, 2) los cambios persistentes a largo plazo, 3) los cambios socialmente significativos (definidos por el riesgo). Estos autores señalan para sitios estudiados en las cuencas altas los siguientes puntos a considerar: a) cambios en las dimensiones del canal pueden ocurrir por mecanismos muy sutiles tales como la adición de finos depósitos, como así también el crecimiento de rasgos comunes como barras; b) tramos adyacentes pueden reaccionar distinto ante las mismas manifestaciones de cambio; c) el confinamiento del canal es una variable importante; d) los cambios verticales (agradación y erosión) juegan un rol también relevante. Por otra parte, para las zonas de piedemonte destacan los siguientes rasgos/aspectos significativos: a) cambios en la forma en planta dominan estos tramos, principalmente por la migración de meandros; b) los cambios pueden ser muy diferentes en cuencas adyacentes; c) sitios muy puntuales (zonas de sedimentación) pueden acomodar mucho del ajuste fluvial entre "tramos de transferencia"; d) la respuesta humana a la inestabilidad puede incrementar la sensibilidad; e) el impacto en la vegetación ripariana y uso del suelo puede ser profundo, y entonces forzar el impacto indirecto de las variables "motoras/forzantes" tales como el clima. Finalmente, para sitios en los que disponen de trampas de sedimentos señalan: a) los cambios importantes en la producción de sedimentos se corresponden con cambios en la frecuencia de los eventos de crecida; b) hay efectos de agotamiento después de eventos de grandes crecidas, ya que el suministro comienza a ser limitado y se agotan los reservorios de sedimentos internos de la cuenca.

Un estudio reciente sobre la sensibilidad de los canales aluviales es efectuado por Downs *et al.* (2013). Si bien se asume que los ajustes en la morfología del canal en ríos aluviales surge de la influencia de numerosos "motores de cambio" (es decir, los factores de estrés) que operan a múltiples escalas espaciales y temporales, estudios puntuales se han centrado en la influencia de los factores de estrés individualmente, tales como los cambios climáticos, la deforestación, el desarrollo urbano, las presas o canalizaciones, etc. (Downs *et al.*, 2013). Comprender las causas de la respuesta morfodinámica del canal en periodos históricos requiere del conocimiento de una suite de "factores de estrés" más que focalizar sobre una única causa, sea de origen natural o antrópico (Fitzpatrick and Knox, 2000). Factores naturales pueden incluir la herencia ambiental de los cambios climáticos a largo plazo y propiedades intrínsecas de la cuenca (Macklin y Lewin, 2008) y las consecuencias de la variabilidad a corto plazo en eventos extremos. Los factores antrópicos surgen de los cambios de uso del suelo (de décadas a

milenios) (Gregory, 1995; Hooke, 2000; Wilkinson, 2005), y los impactos directos e indirectos asociados a las actividades de gestión de los recursos hídricos (Gregory, 2006).

Para periodos de décadas a varios cientos de años, la respuesta del canal variará temporalmente de acuerdo a los cambios en el clima (donde la frecuencia de tormentas eficaces geomorfológicamente, provocarán cambios de acuerdo a oscilaciones climáticas de décadas o más largo término), y en las actividades humanas.

En la medida en que los distintos "factores de estrés" que influyen en la magnitud y tasa de cambio del canal se distribuyen desigualmente en una cuenca, influyendo en algunas áreas pero no en otras, la respuesta morfológica del canal será espacialmente variable. Por lo tanto, hay un potencial de sensibilidad geomorfológica diferenciado a escala de tramo del canal para múltiples motores de cambio (Downs *et al.*, 2013). Un estudio llevado a cabo en el río Santa Clara (Downs *et al.*, 2013) señala que el tramo inferior del mismo ha respondido aparentemente a los significativos incrementos de "factores de estrés" a escala local asociados al aumento de la población a partir de 1950 (regulación del río, crecimiento urbano, control de inundaciones, actividad minera, cambio climático).

Por otra parte, D'Arcy *et al.* (2014) investigan los efectos de la precipitación sobre la pendiente del canal, evaluando seis áreas de estudio con diferentes condiciones climáticas y litológicas, e igual tasa de levantamiento (1 mm/año). Concluyen que los perfiles longitudinales de los canales son sensibles a la tasa de precipitación media anual en áreas tectónicamente activas, y encuentran que las pendientes de los canales decrecen significativamente bajo altas tasas de precipitación, de una manera mensurable que se ajusta a leyes simples del poder de erosión de la corriente y limitaciones empíricas de sus parámetros. Zaprowski *et al.* (2005) también estudian la influencia del clima en la concavidad del perfil longitudinal de ríos en áreas tectónicamente estables, concluyendo que para estos ambientes, lluvias de más alta intensidad y mayores valores de precipitación media anual conducen al desarrollo de perfiles cóncavos. Estos autores señalan que no disponen de datos para mostrar que los cambios en la concavidad reflejen primariamente procesos en el lecho rocoso o aluvial (granulometría), pero generalmente, al duplicar la intensidad de la precipitación en las "planicies altas" se triplica la concavidad manifiesta como decenas de metros de incisión.

La estacionalidad de la precipitación y las variaciones asociadas en la producción de sedimentos desde los interfluvios son importantes en la determinación de la concavidad, especialmente en el contexto de ciclos de corte y relleno aluviales asociados

con el relleno de terrazas (Vandenberghe y Maddy, 2001). Estudios de campo concluyen que climas húmedos, donde los caudales permanecen más o menos constantes a lo largo de todo el año, son periodos de estabilidad fluvial o agradación, y la concavidad en el perfil se mantiene o decrece levemente. Los periodos de incisión fluvial e incremento de la concavidad se asocian con climas más áridos, donde el régimen es torrencial y los caudales significativos geomorfológicamente tienden a ser episódicos. Por el contrario, los estudios de modelación distinguen entre estacionalidad del clima y características de los caudales. Dichos estudios concluyen que el incremento en la estacionalidad conduce a la incisión a través de una reducción en la pendiente del canal, pero la incisión atribuida a un incremento en la concavidad es sólo consistente con aquellos climas, estacionales o no, que aumentan significativamente la tasa a la cual el caudal se incrementa aguas abajo (Tucker y Bras, 2000).

Downs (1995) propone una metodología basada en estudios de geomorfología fluvial, los cuales sugieren que los ajustes en el canal son promovidos por las características naturales de cuenca y por factores antrópicos. La metodología es diseñada para estimar la sensibilidad empírica de los ajustes del canal a las distintas variables que actúen. Tal como lo muestra el esquema de la Figura IV.41, las características de la cuenca de drenaje determinan las condiciones hidrológicas e hidráulicas del canal, afectando el balance entre fuerzas y resistencia, y desencadenando los procesos geomorfológicos que causan los ajustes en el canal.

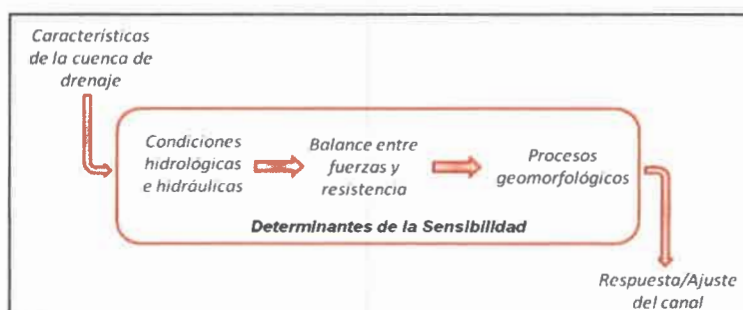


Figura IV.41. Conceptualización de la sensibilidad de ajuste del sistema fluvial (Modificado de Downs, 1995).

IV.5.2 – Algunas consideraciones sobre sensibilidad en la cuenca Las Cañitas

IV.5.2.1 - Sensibilidad del paisaje en el largo plazo

- Si se analiza su persistencia en el tiempo, los sistemas fluviales que drenan la paleosuperficie de erosión cumbral se consideran como los menos sensibles de la cuenca, ya que preservan sus características (ancho/profundidad, densidad de drenaje, entre otras) sin cambios significativos desde el periodo pre-levantamiento ándico. El análisis de sus perfiles longitudinales demostró que son tramos desajustados, que aún no fueron alcanzados por los distintos pulsos de erosión retrocedente pos-ándicos. La baja sensibilidad y, como resultado, la preservación de un paisaje heredado levemente sustituido, se vincula en gran medida a la posición que éste ocupa en la cuenca: los sitios topográficamente más elevados del bloque basculado que constituyen las divisorias de agua principales, donde los procesos geomorfológicos, especialmente los fluviales operan ralentizados. Se trataría de relieves residuales de posición (Pedraza, 1996), favorecidos además por la presencia de rocas metamórficas de alto grado del Complejo Monte Guazú (menor sensibilidad).

Las secuencias cenozoicas que cubrieron estas superficies erosivas, suavizando las formas previas, han mostrado alta sensibilidad a los cambios ambientales acaecidos durante el Cuaternario, especialmente los climáticos, como lo atestiguan los depósitos, morfologías, perfiles edáficos, etc. descriptos.

- En el caso del sistema A° Vilchez-Las Cañitas, que recorre en parte el ambiente granítico, su perfil longitudinal se encuentra más ajustado; esto ha sido favorecido dadas las características de las rocas graníticas, tales como el importante fracturamiento, homogeneidad textural/tamaño de grano, etc., con lo cual los procesos de meteorización física y química han actuado más eficazmente, y la tasa de suministro de sedimentos a los sistemas evacuadores (fluviales, remoción en masa) fue mayor. Este ambiente muestra en general, una sensibilidad moderada, aunque localmente se preservan formas de paisaje heredadas de ciclos pre-cenozoicos, como bornhardt, törs, etc., (mayor sensibilidad litológica, posición).

- Los perfiles longitudinales de los cursos que drenan el ambiente de rocas metamórficas (en posiciones de cuenca media alta) muestran que el ajuste de estos tramos de canal desde el levantamiento ándico ha sido más lento, dada la resistencia que posee la litología que atraviesan. Tal como lo señalan Sear y Newson (2003), en esta parte de la cuenca el confinamiento de los canales ha sido una variable importante, en este caso controlada por la litología resistente, y los procesos de agradación y erosión vertical han permitido el ajuste de los sistemas fluviales a los cambios en las condiciones climáticas, especialmente durante el Cuaternario, y tectónicas, que en este caso se mantienen en régimen compresivo desde el Neógeno. Variaciones locales de la tasa de

incisión han sido observadas, vinculadas a controles estructurales menores (Fig. III.7.78, apartado III.7), donde el tramo final del A° Las Parecitas, el segmento del río La Tapa aguas abajo de la confluencia del citado arroyo, y otro afluente con dirección NNE-SSO, que confluye aguas abajo en el río La Tapa, muestran las mayores tasas de incisión de la cuenca, con valores superiores a los 100 m.

El relieve de la superficie estructural basculada en el ambiente metamórfico, con alto grado de disección e incisión de la red fluvial, aún preserva relictos dispersos de paleosuperficies en las divisorias principales, y esto evidencia dominio de las acciones fluviales verticales, menor participación de procesos de meteorización y remoción en masa en el modelado. La litología sería el factor de control más importante en la velocidad de respuesta.

- Los tramos de canal del sector serrano asociados a la faja de cizalla oriental, ya se encuentran bastante ajustados, tal como lo muestran sus perfiles longitudinales. Un caso peculiar lo constituye la presencia de algunos meandros encajados, evidenciando sobreimposición de diseños sinuosos de mayor sensibilidad, típicos de ríos aluviales, sobre sustrato rocoso, incrementando su estabilidad. En este ambiente también los procesos de ajuste muestran heterogeneidad, observándose morfologías residuales tipo dómicas o crestiformes, y estas diferencias en la sensibilidad se asocian a controles litológicos (cuerpos de anfibolitas y pegmatíticos).

IV.5.2.2 - Sensibilidad del paisaje en el mediano y corto plazo

Se consideran aquí las respuestas del sistema fluvial en tiempos históricos y los resultados de los distintos escenarios predictivos ya analizados.

- El sector correspondiente a las pampas de altura con cubierta cuaternaria, se considera un ambiente muy sensible a nivel de paisaje en la cuenca. El análisis del escenario de incendios forestales (apartado IV.4), demostró su alta sensibilidad dada su cobertura vegetal y litología disponible, generando una mayor producción de sedimentos y mayor caudal. Ante cambios en las condiciones climáticas, por ejemplo hacia la aridez-semiaridez, se perdería la cobertura vegetal, y sería un ambiente susceptible a la deflación del material loésico/loessoide, y se extenderían los rasgos de erosión hídrica, tales como las cárcavas actualmente estabilizadas, con lo cual también incrementarían los aportes líquidos y sólidos. La eliminación total de las secuencias loésicas constituiría un umbral a partir del cual cambiaría la respuesta hidro-morfo-sedimentológica,

- Las cuencas como la del A° Vilchez, dentro del ambiente de rocas graníticas, conforman ambientes de moderada sensibilidad, tal como se demostró en el análisis del escenario de incendios forestales, con el cual incrementó notoriamente la producción de sedimentos (dominantemente areno-gravosos) y la escorrentía superficial. A nivel de canal, la existencia de tramos de distinta morfología y dinámica se traduce en modos de respuestas diferentes. Así, los segmentos donde la relación ancho/profundidad es mayor y el gradiente es más bajo, tienen mayor velocidad de respuesta (mayor sensibilidad) a cambios en las distintas variables de control, que los tramos más incididos en lecho rocoso. Los tramos más sensibles tienen mayor poder de autorregulación y funcionan como amortiguadores (buffer) en eventos hidrológicos extremos (retroalimentación negativa).

- El ambiente que contiene a los tramos medios-altos de la cuenca, con un dominio de rocas metamórficas se considera de baja-moderada sensibilidad. Tal como se ha analizado, la producción de sedimentos es moderada; si bien las pendientes en general son altas, la cubierta vegetal es importante y los rasgos de erosión muy limitados, la distribución interna de la producción de sedimentos es variable, y en general psefítica gruesa. Los más altos valores se asocian a las laderas de moderada a alta pendiente de los valles incididos, cubiertas de derrubios con suelos de alta infiltración y poco profundos. En relación a la respuesta hidrológica, la mayoría de los sistemas fluviales (muy incididos, con mayor pendiente) generan hidrogramas de crecida puntiagudos, exhibiendo menor capacidad de autorregulación.

- En el tramo serrano más oriental, ante el escenario de quema, la producción de sedimentos se incrementaría moderadamente, favorecida por el mayor relleno sedimentario de los valles, que, ante la pérdida de la cobertura vegetal (dominada por el arbustal) deja expuesto este material a la erosión hídrica. Hidrológicamente estos tramos también son de evacuación rápida, con dominio de transporte, aunque existen algunos espacios de almacenamiento (terrazas locales, sectores de meandros encajados, confluencias) que permiten acomodación de sedimentos y atenuación del hidrograma de crecida.

- Los tramos pedemontanos de la cuenca se asumen como sistemas de moderada a alta sensibilidad. Se resalta aquí lo señalado por Sear y Newson (2003) más arriba, en relación a que en los sitios pedemontanos dominan los cambios en el diseño de canal para realizar los ajustes. Los tramos de diseño en planta rectilíneo (sea por presencia de basamento cristalino o la Fm Pampiano), poseen un ajuste más lento que los de diseño sinuoso, en los cuales los procesos de erosión lateral/incisión también son muy

localizados. Ante cambios naturales, como los climáticos (alternancia de ciclos húmedos y áridos) o los tectónicos (presencia de bloques a diferentes profundidades), estos tramos han ajustado su diseño en planta y perfil longitudinal, mediante procesos de erosión lateral e incisión mucho más rápidos en el tiempo, en comparación con el ambiente serrano. Al evaluar escenarios como el de la presencia de la presa La Tapa (de corto a mediano plazo) o la crecida extraordinaria (evento puntual), el río Las Cañitas ha respondido relativamente rápido, mediante procesos de erosión generalizada del lecho en el primer caso, y procesos de agradación/erosión según el tramo analizado ante el paso de la crecida. Se observa que tramos contiguos ajustan de diferente manera ante estos cambios, en función de sus características morfodinámicas, por ejemplo los de diseño rectilíneo con erosión/agradación en la vertical, y los sinuosos con una mayor tasa de erosión lateral, vinculado a la litología que conforma márgenes y fondo del canal.

Paisajísticamente, al igual que en las pampas de altura con cubierta cuaternaria, si bien actualmente los rasgos asociados a erosión hídrica, tales como cárcavas y surcos se encuentran muy localizados (bordes de terrazas fluviales principalmente), en caso de un cambio hacia condiciones climáticas más áridas, serían ambientes muy susceptibles a la deflación, erosión hídrica, especialmente en los sectores donde aflora la Fm Laguna Oscura. A la salida del sector serrano, el canal y faja fluvial del río Las Tapias tiene mayor capacidad de almacenamiento de crecidas importantes ya que en varios segmentos el canal tiene un ancho significativo, y en los tramos donde aflora basamento (Coronela por ejemplo) posee un nivel inferior de terraza de gran extensión. El río La Tapa, en su corto tramo extraserrano también sostiene importantes crecidas, pero fundamentalmente en el canal, por lo que su poder buffer es menor.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS GEOAMBIENTAL

V.1 – INTRODUCCION

En este capítulo se hace converger y se reinterpreta la información generada en los capítulos precedentes con el propósito de obtener cartas y documentos accesibles para la sociedad, y pausibles de ser incorporados en los procesos de toma de decisiones relacionados a la gestión de los recursos naturales. De este modo se pretende contribuir a dar solución a posibles problemas relacionados con el medio físico, en especial aquellos vinculados a los sistemas fluviales.

Se presentan cartas de peligrosidad de erosión e inundación fluvial para evaluar la capacidad de esta cuenca como soporte de actividades y servicios y, por otra parte, se evalúa la calidad del agua superficial como fuente de recursos.

En este contexto se realizó un análisis de la peligrosidad de erosión lateral asociada a los tramos pedemontanos de los ríos La Tapa, Las Tapias y Las Cañitas y se efectuó la evaluación del peligro de inundación vinculado al río Las Cañitas en evento de crecidas extraordinarios.

Respecto a la calidad de las aguas superficiales, se elaboraron cartas de aptitud de uso para consumo humano, riego y ganadería.

En la cartografía geoambiental obtenida, las clases definidas se representan gráficamente utilizando el código del semáforo, donde la mejor condición se indica con color verde, las clases intermedias con amarillos-naranjas, y la peor situación con rojo.

V.2 - ANÁLISIS DEL PELIGRO DE EROSIÓN FLUVIAL

El análisis de peligrosidad por erosión fluvial fue analizado sólo en los tramos pedemontanos de los principales afluentes de la cuenca, ya que en el sector serrano la litología que conforma fondo y márgenes de los canales es el basamento cristalino (a excepción de las cabeceras de los arroyos Los Comederos, Pasito Hondo y Las Parecitas, que drenan las secuencias loessoides de las pampas de altura), con lo cual este peligro no resulta significativo a una escala de tiempo de corto a mediano plazo.

Considerando los resultados del análisis geomorfológico, morfodinámico y los resultados de la modelación hidráulica e hidromorfológica (apartados III.7, III.8), surge que en los tramos pedemontanos de los ríos La Tapa, Las Tapias y Las Cañitas, los procesos de incisión no son relevantes, por lo que el peligro de **erosión vertical o incisión** se considera **bajo**. Por un lado, porque en varios sectores el basamento

crystalino aflora en el lecho del canal, especialmente en los ríos Las Tapias y La Tapa, mientras que en otros, se encuentran secuencias cohesivas parcialmente cementadas pertenecientes a la Fm. Pampiano o Chocancharava a poca profundidad o subaflorantes, especialmente en el río Las Cañitas, lo cual también limita el proceso de incisión. Para el periodo de tiempo analizado con la cartografía disponible (1970-actualidad), se han determinado localmente valores de profundización del orden de 2,5 a 3 m asociado a rectificación natural (ζ) de algunos meandros (los sitios se muestran en el apartado III.7.4.2.2). Por otra parte la modelación hidromorfológica arroja valores de profundización en general menores a 0,30 m (y muy localmente hasta 0,60 m) especialmente localizados en los tramos del río Las Cañitas donde la relación ancho/profundidad disminuye y el canal está semiconfinado.

Respecto a la erosión lateral, los estudios efectuados en el apartado III.7.4.2.2 indican que en el sector extraserrano se registran procesos de erosión de márgenes en el río Las Tapias y Las Cañitas, asociados a la migración de algunos meandros en los tramos de canal de diseño sinuoso, por lo tanto el principal peligro asociado a estos cursos, es el de erosión lateral, el cual será analizado en detalle a continuación.

El **Peligro o Peligrosidad** incluye la **Susceptibilidad o fragilidad natural** de una región ante una **Amenaza**. El primer concepto, la susceptibilidad, involucra a los aspectos geológicos, geomorfológicos, litológicos, hidrológicos, geotécnicos, entre otros, que en conjunto determinan el comportamiento de un área frente a un determinado proceso natural (Panizza, 1993); mientras que el segundo, la amenaza, se define como la probabilidad de ocurrencia dentro de un período de tiempo específico y para un área determinada de un fenómeno (natural o más o menos inducido por el hombre) potencialmente destructor (Hermelin, 1991).

Los eventos de crecida constituyen la **amenaza** en estos procesos, y ya fueron caracterizados en el apartado III.5.2. Los caudales asociados a recurrencias de 10 años (Ganancia Martínez, 2010) ya pueden asociarse con la generación de erosión en las márgenes. Para el presente análisis se consideran por lo tanto valores de caudal del orden de 150 m³/s para el río La Tapa, 50 m³/s para el río Las Tapias y 200 m³/s para río Las Cañitas.

Por otra parte, para evaluar la **susceptibilidad** se consideraron las siguientes variables: litología que compone las márgenes y fondo del canal, grado de cobertura vegetal, características morfológicas y morfodinámicas del canal a través del análisis del diseño en planta, sección transversal y perfil longitudinal, y evidencias de procesos activos.

Las variables fueron combinadas utilizando metodología sintética (Cendrero *et al.*, 1992; Cendrero y Díaz de Terán, 1987) dado que las reducidas dimensiones de la faja fluvial dificultan la aplicación de la metodología analítica.

La Tabla V.1 presenta las tres clases de peligrosidad que fueron definidas para cada una de las variables consideradas para este análisis. Para obtener la valoración final del peligro en los distintos segmentos de canal, se combinaron los resultados de cada una de estas variables y se obtuvo la clase de peligro de erosión lateral en función de la Tabla V.2.

Tabla V.1. Clases de peligrosidad propuestas para cada una de las variables intervinientes.

Clase de Peligrosidad	Litología de márgenes	Diseño de canal	Estabilidad de márgenes
MODERADA	Alternancia de materiales no cohesivos, predominantemente arenosos, con niveles cementados, parcialmente edafizados	Moderada sinuosidad, con tasas (localizadas) de migración lateral de 50 a 100 m en 30-40 años.	Altura de barrancas > a 5 m, no vegetadas, evidencias de procesos activos (fluviales, hídricos, gravitatorios)
MODERADAMENTE BAJA	Materiales moderadamente cohesivos, limosos o arenosos finos, parcialmente cementados	Baja sinuosidad	1) Altura de barrancas > a 5 m y vegetadas, 2) Altura de barrancas < 5 m y escasa vegetación, con algunas evidencias de procesos activos
BAJA	1) Materiales cohesivos 2) Basamento cristalino	Recto	Altura de barrancas < 5 m, vegetadas y sin evidencias de procesos activos

Tabla V.2. Valoración final de las clases de peligrosidad fluvial a partir de las diferentes combinaciones de variables.

VARIABLE 1	VARIABLE 2	VARIABLE 3	Valoración final
MODERADA	MODERADA	MODERADA	MODERADA
MODERADA	MODERADA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADA
MODERADA	MODERADA	MUY BAJA	MODERADA
MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA
MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADA	MODERADAMENTE BAJA
MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA
MODERADA	BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA
MODERADA	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA
BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA	BAJA

En la Figura V.1 se muestra el mapa obtenido a partir de la clasificación anterior, con las tres clases de peligro de erosión lateral utilizando el código del semáforo. La clase de peligrosidad asociada a cada uno de los 14 segmentos

diferenciados, ha sido obtenida conforme a la valoración asignada a cada variable, según se muestra en la Tabla V.3. Como puede apreciarse en el mapa, las clases de moderado y moderadamente bajo peligro se vinculan a los tramos donde dominan los diseños de canal del tipo sinuoso (ver Fig. III.7.16, apartado III.7.2.2).

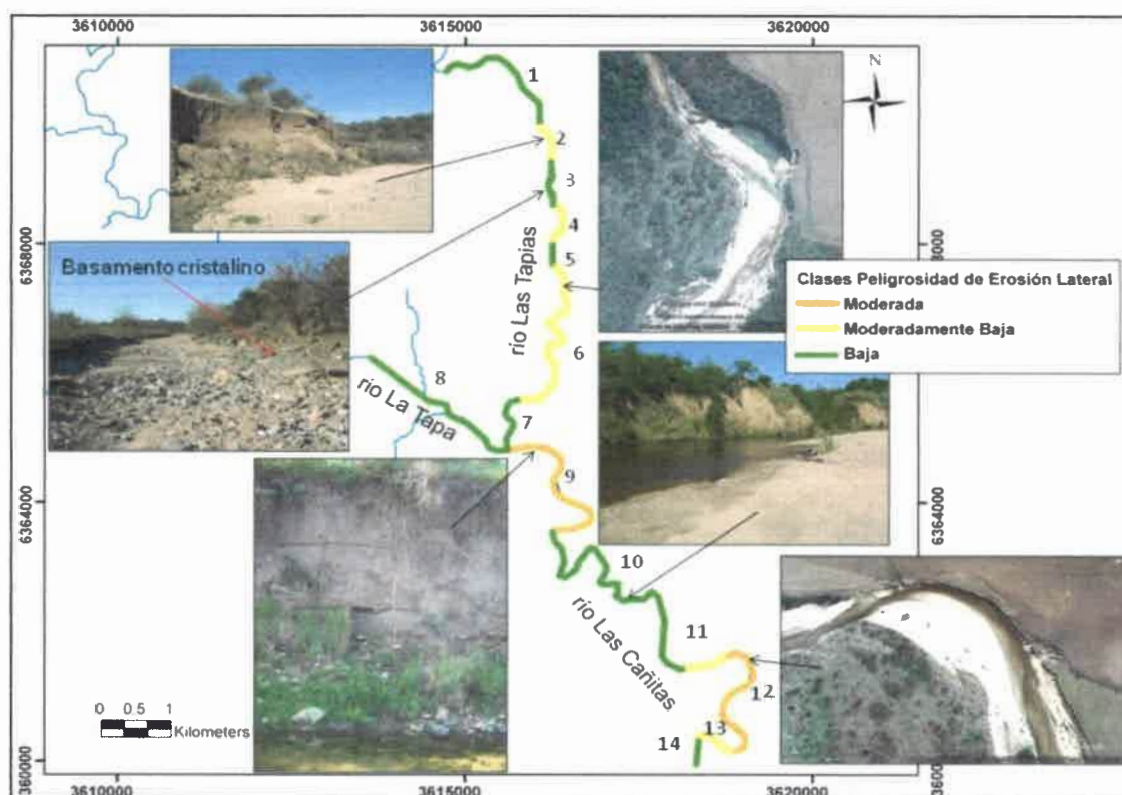


Figura V.1. Clases de peligro de erosión fluvial (lateral) para los tramos pedemontanos de la cuenca del río Las Cañitas.

Las fotografías de detalle en los segmentos considerados de moderada peligrosidad, muestran por un lado las secuencias fluviales de variada energía que conforman sus márgenes, que no superan los 5 m de altura (segmento 9), y por otro las evidencias de procesos activos en dichas márgenes, que incluyen socavamiento basal por acción de la corriente, deslizamientos y caídas y erosión hídrica en cárcavas (segmento 12).

En algunos casos, como por ejemplo los segmentos 2 y 4 sobre el río Las Tapias (Fig. V.1), donde si bien el diseño es de tipo recto dado el bajo valor del índice de sinuosidad, la peligrosidad se clasificó como moderadamente baja debido al rol de las otras dos variables, donde se combinan materiales moderadamente deleznable en las márgenes junto a evidencias de procesos activos. Puede observarse, por

ejemplo en la imagen Google Earth de detalle en el segmento 6 (Fig. V.1), que inmediatamente aguas abajo de un segmento de diseño recto, donde el canal se encuentra confinado, se produce un incremento notorio en el ancho del cauce al desconfinarse, y el consecuente proceso de erosión lateral dada la menor resistencia de los materiales que componen los márgenes. Tanto para el río Las Tapias como así también para el de Las Cañitas, el proceso de migración lateral del canal se da en mayor medida hacia el Este, dada la presencia del basamento cristalino hacia el Oeste, a escasa profundidad (unidad geomorfológica Bloque pedemontano Las Tapias).

Tabla V.3. Valoración de la peligrosidad de erosión lateral en los distintos segmentos presentado en el mapa de la Figura V.1.

Segmento	Litología de márgenes	Diseño de canal	Estabilidad de márgenes	Valoración final
1	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
2	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA
3	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
4	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA
5	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
6	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADA	MODERADA
7	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
8	MODERADAMENTE BAJA	BAJA	BAJA	BAJA
9	MODERADA	MODERADA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADA
10	BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA	BAJA
11	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA
12	MODERADA	MODERADA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADA
13	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA	MODERADAMENTE BAJA
14	BAJA	BAJA	MODERADAMENTE BAJA	BAJA

Por otra parte, dentro de los segmentos de baja peligrosidad, que no están asociados a la presencia del basamento cristalino, por ejemplo el 10 y 14, adquiere importancia la altura de las barrancas que conforman sus márgenes, y las secuencias cohesivas y altamente cementadas de la Formaciones Pampeano/Chocancharava que le otorgan un semiconfinamiento al canal, como se aprecia en los materiales en contacto con el agua en la fotografía de detalle del segmento 10 (Fig. V.1), los cuales, como fuera presentado en el apartado III.7.2.2, se corresponden con sedimentos muy duros (Mihaljevich, 2015).

Finalmente, cabe resaltar que el peligro de erosión fluvial se vería disminuido en gran medida en el caso de concretarse la construcción de la presa La Tapa, por control de la amenaza. En este posible escenario los caudales desde la subcuenca La Tapa se verían disminuidos, y la evaluación de la amenaza debería considerarse fundamentalmente asociada a las crecidas del río Las Tapias y a los escurrimientos superficiales asociados a las cuencas menores que aportan al tramo del río Las Cañitas.

V.3 – ANÁLISIS DEL PELIGRO DE INUNDACIÓN

De acuerdo a las características morfológicas y morfodinámicas que presenta el río Las Cañitas, las cuales han sido abordadas en el apartado III.7, este peligro resulta muy poco significativo. No obstante, se efectuó el análisis de la peligrosidad de inundación a partir de los resultados de la modelación hidromorfológica presentados en el apartado III.8, considerando un caudal representativo de una crecida extraordinaria cercano a los 520 m³/s, que según Ganancia Martínez (2010) tiene una recurrencia de 100 años.

Las Figuras V.2 y V.3 muestran el esquema en HEC-RAS con el nivel de agua alcanzado al momento del caudal pico para los tramos del río Las Cañitas de diseño moderadamente sinuoso, inicial y previo a la confluencia con el río Piedras Blancas, respectivamente. También a modo de ejemplo en cada caso se muestran tres secciones de HEC-RAS con el nivel de agua calculado por el modelo. Se incluye también una imagen Google Earth donde se ha indicado en líneas azules la extensión que alcanza el agua en las secciones y en líneas rojas se ha delimitado las áreas inundables para el valor de caudal de 520 m³/s.

Por su parte, la Figura V.4 muestra lo mismo pero para el tramo de diseño recto-semiconfinado del río Las Cañitas.

Analizando los niveles de agua para este caudal, y la extensión alcanzada en las distintas secciones del río Las Cañitas, es posible observar que el agua queda contenida en el propio cauce en la mayor parte del tramo.

Dentro de los tramos de diseño sinuoso, HEC-RAS calculó que el agua cubre una extensión de entre 110 y 210 m, dependiendo de la sección de análisis, e ingresa a la estrecha llanura de inundación o al nivel de terraza inferior, en general representados por depósitos de espiras de acreción (Figs. V.2 y V.3).

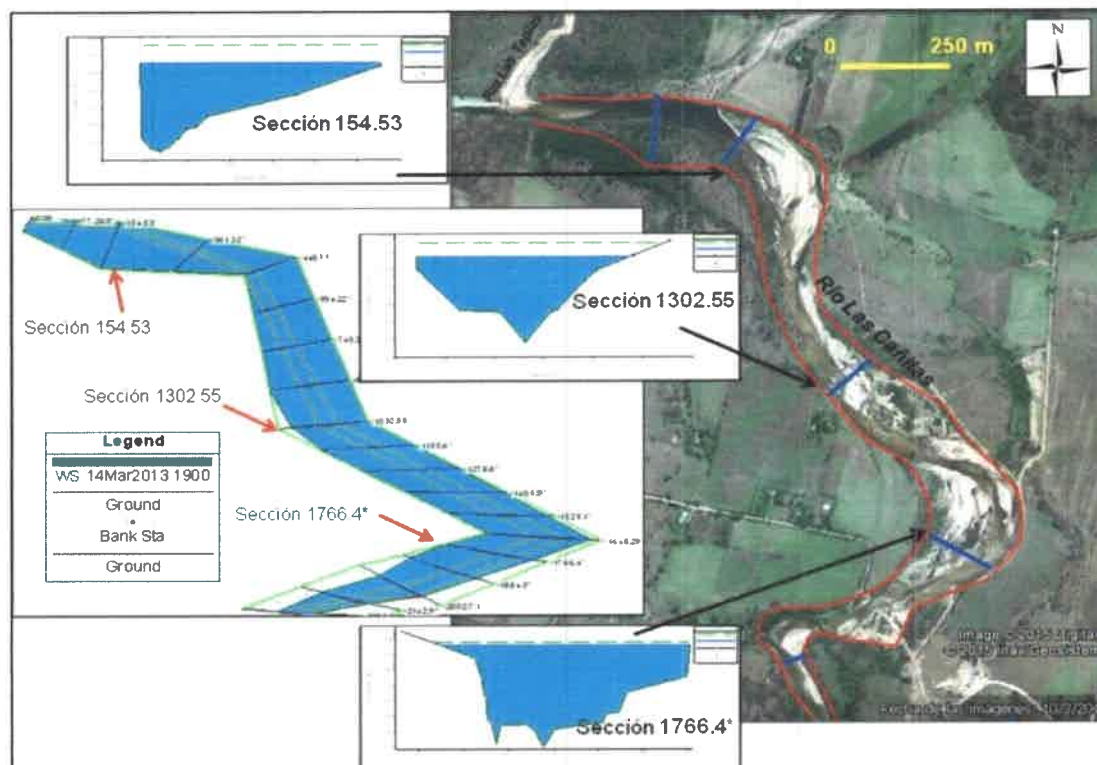


Figura V.2. Representación en HEC-RAS de la altura de agua alcanzada en el tramo inicial del río Las Cañitas de diseño moderadamente sinuoso, y en tres secciones en particular para el momento del caudal pico de $520 \text{ m}^3/\text{s}$. Se muestra además una imagen Google Earth de este tramo del río, señalando con líneas azules la extensión del agua en las secciones y en líneas rojas el límite inundable para el canal para este valor de caudal.

En el caso del tramo de diseño recto-semiconfinado, la mayor altura de las márgenes hace que el agua no desborde en prácticamente ningún sitio. En general, en algunas curvas o en tramos más anchos, HEC-RAS señala que el agua cubre unos 100-120 m a lo ancho de la sección, mientras que en las secciones más angostas lo hace por 45-60 m. Sólo en algunos casos, como por ejemplo en la sección 4033.24 y aledañas (tramo previo al puente), el agua alcanza una extensión de aproximadamente 120 m y cubre el nivel de terraza inferior existente en la margen derecha (Fig. V.4). También en el tramo entre las secciones 2423.46 y 2734.46 alcanza la cota del nivel de terraza inferior, sólo presente en la margen izquierda en la primera, y en ambas márgenes en la segunda (Fig. V.4).

A partir de los resultados presentados, se elaboró el mapa de la Figura V.5, donde se asociaron al canal dos clases de peligro de inundación para el área aledaña al río Las Cañitas, para el evento de crecida extraordinaria analizado ($520 \text{ m}^3/\text{s}$). Como puede observarse, la mayor parte del río tiene una **peligrosidad de inundación**

"Baja", mientras que la clase "Moderadamente Baja" se vincula a los segmentos donde se inunda el nivel inferior de terrazas, especialmente en los tramos de diseño sinuoso, y, particularmente dentro del segmento semiconfinado, al tramo previo al puente, donde también el nivel de agua sobrepasa este nivel de terraza.

Finalmente, al igual que para el peligro de erosión fluvial lateral, si se construyera la presa La Tapa disminuiría más aún el peligro de inundación para estos sectores próximos al cauce, ya que los principales eventos de crecida en la cuenca se vinculan al río La Tapa.

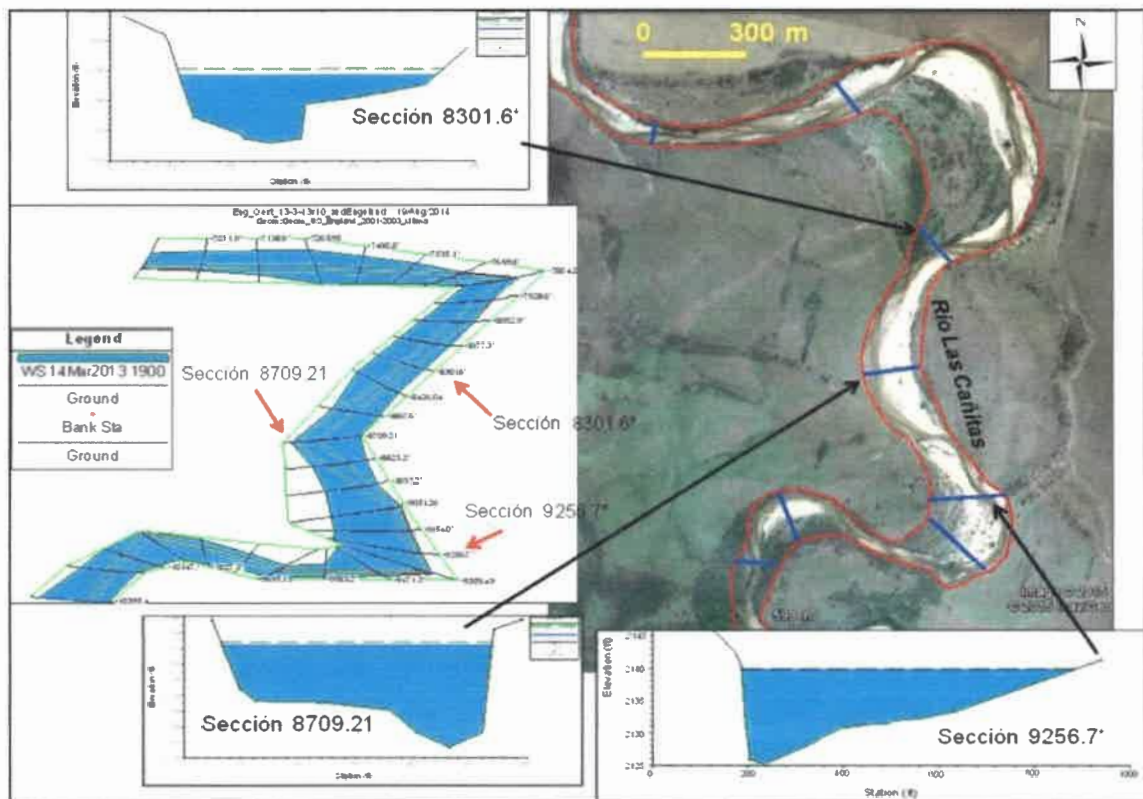


Figura V.3. Representación en HEC-RAS de la altura de agua alcanzada en el tramo del río las Cañitas de diseño moderadamente sinuoso previo a su confluencia con el río Piedras Blancas, y en tres secciones en particular para el momento del caudal pico de $520 \text{ m}^3/\text{s}$. Se muestra además una imagen Google Earth de este tramo del río, señalando con líneas azules la extensión del agua en las secciones y en líneas rojas el límite inundable para el canal para este valor de caudal.

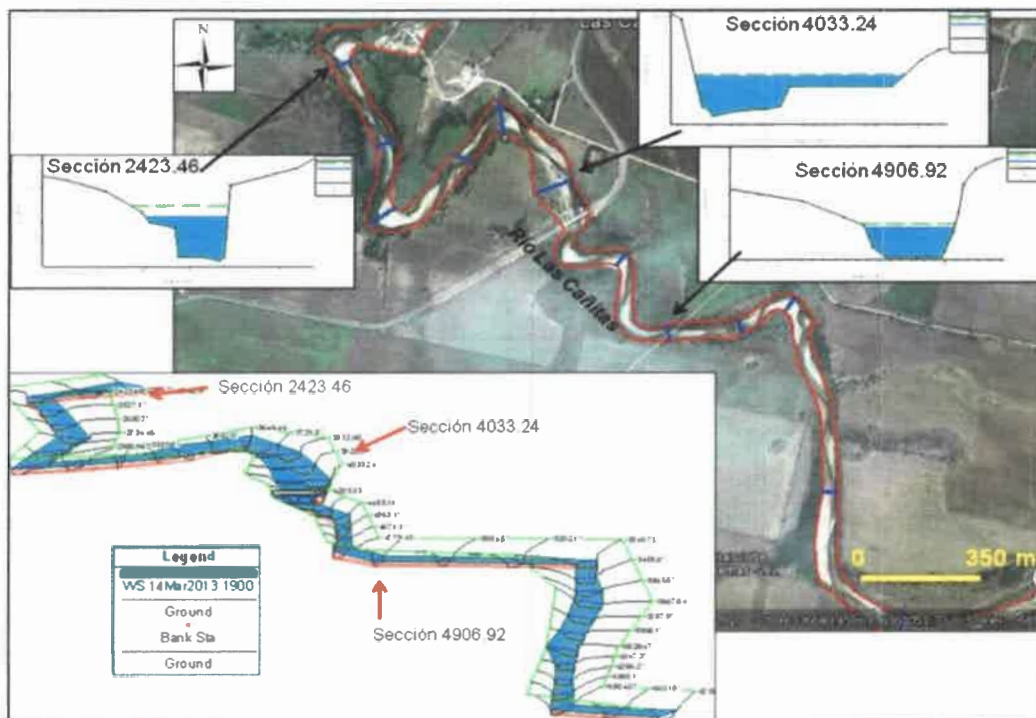


Figura V.4. Representación en HEC-RAS de la altura de agua alcanzada en el tramo de diseño recto (semiconfinado) y en tres secciones en particular para el momento del caudal pico de $520 \text{ m}^3/\text{s}$. Se muestra además una imagen Google Earth de este tramo del río Las Cañitas, señalando con líneas azules la extensión del agua en las secciones y en líneas rojas el límite inundable para el canal para este valor de caudal.



Figura V.5. Mapa de clases de peligro de inundación para el río Las Cañitas.

V.4 - USO Y APTITUD DE LAS AGUAS SUPERFICIALES

En la actualidad el agua superficial es utilizada para consumo humano en distintas partes de la cuenca, por medio de tomas de agua en los puestos serranos y también en el piedemonte, ya sea desde vertientes o directamente de los arroyos Papagayos, Vilchez, Los Comederos, río La Tapa, río Las Tapias, etc. También se la utiliza para uso ganadero en los distintos sectores de la cuenca, especialmente en las pampas de altura y el sector pedemontano, donde el ganado va a abreviar a los arroyos.

Considerando los valores hidrogeoquímicos presentados en el apartado III.5.3, se evalúa la aptitud del agua superficial para diferentes usos, utilizando para ello las distintas clasificaciones utilitarias vigentes: Código Alimentario Argentino (CAA) para definir la aptitud para consumo humano, Laboratorio de Riverside (1954), la aptitud para riego, y Bavera (2001), la aptitud para ganadería bovina. Para definir la aptitud de uso del agua superficial se consideró además la carga en suspensión analizada en el apartado III.7.3.3.

La Tabla V.4 muestra la clasificación asignada a cada muestra de agua superficial de acuerdo a los distintos usos, y la Figura V.6 el mapa con la ubicación de las muestras y un diagrama de torta indicando la clase de aptitud de los distintos usos determinada para cada una de las muestras.

De acuerdo a los elementos y propiedades analizados, todas las muestras de agua superficial cumplen con los límites recomendados por el CAA y por la Secretaría de Recursos Hídricos de Córdoba. Se desea aclarar que estos análisis físico-químicos deben ser complementados con el correspondiente análisis microbiológico para definir la aptitud final para consumo humano.

Por otra parte, si bien no se ha determinado la turbidez del agua, parámetro físico que contempla el CAA, los valores de carga en suspensión registrados durante el desarrollo de esta Tesis (Tabla III.7.5) indican que en general las aguas poseen muy baja concentración de sólidos en suspensión (Cs), no siendo necesario un proceso de decantación previo a su uso. Como fuera analizado en el apartado III.7.3.4, la distribución espacial de las Cs en dirección aguas abajo (sin considerar los valores correspondientes a bajantes de crecidas, o vinculados al uso del suelo), muestra que las variaciones son muy poco significativas, entre 0,015 y 0,05 gr/l.

Sin embargo, en las oportunidades en que se determinó la Cs en horas próximas al caudal pico en crecidas, los contenidos se incrementan notoriamente (0,11

a 0,76 gr/l). Así, mediciones realizadas en el río Las Cañitas arrojaron valores de caudal sólido de 4,77 Kg/s (22/02/14), 7,57 Kg/s (22/11/12) y 137,4 Kg/s (14/02/14).

Tabla V.4. Clasificación de las muestras de agua superficial para los distintos usos.

Río/Arroyo - Est. Muestreo	Aptitud para Consumo Humano	Aptitud para Riego			Aptitud para Ganadería	
		RAS	Clase	Aptitud	Bovino de cría	Tambo e iverne
Pasito Hondo - Estación 1	Apta*	0,5	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Los Comederos - Estación 2	Apta*	0,7	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Las Cañitas - Estación 13	Apta*	0,6	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
La Tapa - Estación 7	Apta*	0,4	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Alto Lindo - Estación 4	Apta*	0,5	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
La Tapa - Estación 6	Apta*	0,5	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Las Tapias - Estación 11	Apta*	0,6	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Vilchez - Estación 9	Apta*	0,6	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
Papagayos - Estación 10	Apta*	0,5	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente
La Tapa - Estación 5	Apta*	0,6	C1S1	Excelente	Deficiente	Deficiente

* Análisis físico-químico apto, pero debe complementarse con el análisis bacteriológico

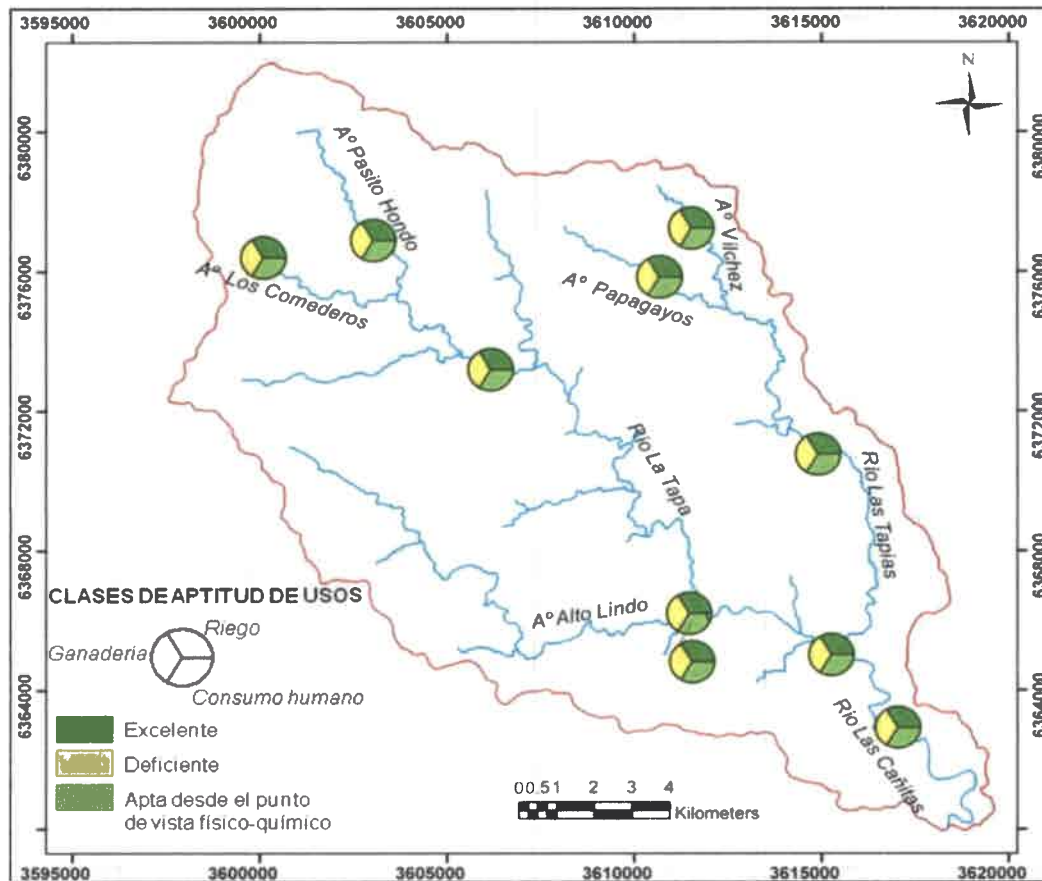


Figura V.6. Mapa de clases de aptitud de usos del agua superficial para la cuenca del río Las Cañitas.

También se desea resaltar aquí, que inmediatamente aguas abajo de la estación limnigráfica del río Las Tapias, existen escombreras asociadas a la actividad minera (específicamente minería en pegmatitas de cuarzo), conformadas por materiales finos, y dispuestas en la terraza de este curso (Fig. V.7a). En ellas se evidencian procesos de erosión hídrica durante las lluvias, generando el aporte del material a este río durante las crecidas (Figs. V.7 b y c).

Con estos datos referidos a las partículas en suspensión, resulta desaconsejable el consumo humano del agua superficial durante las crecidas.



Figura V.7. a) Escombrera vinculada a la actividad minera de cuarzo dispuesta en proximidades del río Las Tapias (estación limnigráfica). b) Procesos erosivos en escombreras y c) Llegada al río de los materiales.

En relación al consumo para la actividad ganadera bovina, teniendo en cuenta la clasificación de Aguas y Aguadas (Bavera, 2001) todas las muestras de agua superficial de la cuenca son **deficientes** tanto para cría como para tambo, ya que los

SDT de ninguna muestra sobrepasan 1 gr/l, de esta manera pueden utilizarse pero mediante suplemento de la dieta con sales (Fig. V.6).

Por otra parte, al analizar la admisibilidad del agua para el riego (Riverside, 1954), y advirtiendo que para ser utilizada es necesario además considerar la clasificación atinente al propio suelo y su aptitud para ser regado, aspecto que escapa a este estudio, resulta que el agua superficial puede ser usada para este fin sin ninguna restricción en toda la cuenca, ya que la aptitud resultó siempre **excelente** (Fig. IV.6).

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES PRINCIPALES

A continuación se presentan las principales conclusiones de esta Tesis Doctoral, que resultan de la integración de los resultados alcanzados y discutidos en los distintos capítulos que la conforman:

- La cuenca del río Las Cañitas evidencia distintos **ciclos/pulsos de ajuste** en respuesta fundamentalmente a cambios climáticos y tectónicos, acaecidos desde el Neógeno. Las *velocidades de respuesta* fueron variables especialmente en función de la litología, la tectónica y la geomorfología de la cuenca, características que regulan el diferente **grado de sensibilidad de este sistema fluvial**, así: **a)** los cursos que drenan las pampas de altura se consideran los *menos sensibles*, ya que han conservado sus características morfológicas y morfodinámicas (mayor relación ancho/profundidad, bajo gradiente) del periodo pre-levantamiento ándico, lo cual se vincula en gran medida a su posición topográfica en la cuenca; **b)** los que drenan la superficie estructural basculada en el ambiente metamórfico, tuvieron un *ajuste lento (sensibilidad moderada)*, dominado por procesos de incisión (menor relación ancho/profundidad y mayor gradiente), condicionados por la resistencia de la litología que atraviesan; **c)** en el sector granítico, la red de drenaje, en general, ha mostrado *mayor sensibilidad*, lo cual se evidencia en canales donde la relación ancho/profundidad es más alta y el gradiente es menor, y esto está regulado por la litología; **d)** los tramos de canal que drenan la faja de cizalla oriental (mayor relación ancho/profundidad, menor gradiente) se encuentran bastante ajustados, y los procesos de ajuste muestran heterogeneidad, observándose morfologías residuales. Se asumen como de moderada sensibilidad, condicionada por las características litológicas; y **e)** los tramos pedemontanos poseen *moderada a alta sensibilidad*, y han ajustado su diseño en planta y perfil longitudinal a través de procesos de migración lateral e incisión mucho más rápido, en comparación con el ambiente serrano, condicionados también por las litologías más deleznales.

- El análisis de los **perfiles longitudinales** de los colectores principales de la cuenca permitió diferenciar desajustes de diferente magnitud, en respuesta a distintos pulsos de incisión. El mayor representa el quiebre de gradiente entre las paleosuperficies cumbrales y el frente de retroceso principal. Los menores responden a diferencias litológicas o estructurales menores en los distintos ambientes. En general los cursos están en una etapa de incisión, con valles profundos y saltos de agua de varios metros. La tendencia de la red es al incremento de la densidad de drenaje a medida que se produzca el retroceso de los colectores hacia la paleosuperficie de erosión cumbral.

Los perfiles longitudinales de los colectores que drenan el área metamórfica preservan un mayor número de escalonamientos que los pertenecientes a las cuencas graníticas. Esto se interpreta como mayor velocidad de respuesta en los segundos, lo que integraría los distintos pulsos en un solo frente de retroceso, mientras que los primeros evidencian ciclos de ajustes interrumpidos.

- Considerando los **ajustes del sistema fluvial a largo plazo**, los cambios más relevantes, que implicaron la superación de umbrales, fueron los movimientos asociados al levantamiento ándico y los cambios climáticos asociados a ciclos glaciares e interglaciares cuaternarios. En el ambiente serrano siempre fueron más importantes los procesos de erosión, efectuados en distintos pulsos, mientras que el ambiente pedemontano fue dominado por procesos de agradación, por lo menos hasta el Holoceno medio, evidenciado por una secuencia de 80-100 m de secuencias sedimentarias cenozoicas que conforman la bajada pedemontana. La incisión en los tramos pedemontanos corresponde al Holoceno superior-actualidad.

Los períodos áridos del Cuaternario, asociados a los principales ciclos glaciares, provocaron retracción del sistema fluvial, como se pone de manifiesto en las secuencias más finas, cohesivas, próximas al sector serrano (Fm Pampiano), los depósitos loéssicos descritos tanto en las pampas de altura como en el piedemonte (Fm La Invernada, en el Pleistoceno Superior-Holoceno inferior, y Fm Laguna Oscura, en el Holoceno superior), y las secuencias asociadas a flujos hiperconcentrados presentes en distintas posiciones de la cuenca. Por el contrario, los ciclos más húmedos generaron la progradación del sistema fluvial hacia el Este, con lo cual importantes secuencias areno-gravosas fueron depositadas en el área pedemontana (Fm Chocancharava, en el Pleistoceno superior tardío) y se desarrollaron importantes suelos en las pampas de altura (en el período Hypsithermal). La conformación de la faja fluvial en el sector extraserrano, y el inicio de los procesos de incisión, se atribuye al Holoceno superior, en una primera etapa asociada a canales meandriformes, con alta movilidad lateral, como queda reflejado en los paleocanales reconocidos en los diferentes niveles de terrazas. Posteriormente cuando, en el proceso de profundización se alcanzaron, en algunos tramos las secuencias cohesivas más antiguas, el canal se semiconfinó. Si bien los procesos de erosión lateral, y subordinadamente agradación son importantes, este canal también respondió al proceso de incisión regional al que está sometida la región desde el levantamiento ándico.

- En relación a los **estados evolutivos del paisaje**, en la cuenca Las Cañitas coexisten: 1) *relieves heredados*, que se corresponden con la paleosuperficie de erosión cumbral, en los cuales la morfogénesis es atenuada o ralentizada, y dominan las paleoformas ; 2) *paisajes parcialmente sustituidos*, asociados al sector de cuenca media-alta, donde los procesos modeladores del relieve han modificado parcialmente dicha paleosuperficie, fundamentalmente mediante procesos de incisión, y en los que se preservan muy localmente (en las divisorias de agua internas de la cuenca) relictos de la paleosuperficie; y 3) paisajes jóvenes, asociados al sector pedemontano, que se caracterizan por el dominio de morfologías recientes, asociadas al ambiente de la bajada y a las fajas fluviales de los principales colectores.

- El **funcionamiento hidrológico** de la cuenca, evaluado a través del registro instrumental, mediciones directas de campo y la modelación numérica (modelo HEC-HMS) muestra que el comportamiento de los cursos es de carácter torrencial, asociado a la intensidad de las precipitaciones, altas pendientes y características litológicas del sector serrano. Los hidrogramas generados en los principales tributarios son asimétricos y muestran tiempos al pico en general menores a 2-3 hs para las tormentas de alta intensidad. La curva de recesión tiene dos segmentos bien diferenciados, uno de alta pendiente donde desciende aproximadamente a la mitad del caudal, y otro casi plano donde se mantiene el valor de altura durante un tiempo superior, que en muchos casos es de varios días. Los resultados de la modelación se consideran satisfactorios, y fueron parcialmente validados con información de campo para suplir el insuficiente/discontinuo registro instrumental. La **calibración** realizada mediante los parámetros N° de curva y *Lag Time* logró un buen ajuste entre los hidrogramas simulado y observado, tanto en el volumen del pico de crecida como así también en la posición del mismo en el tiempo. El parámetro CN se mostró como el más sensible en el modelo, mientras que el *Lag Time* y el K de Muskingum, los menos sensibles. La **validación** con otros eventos de tormenta de la cuenca resultó aceptable, con diferencias en el volumen de los caudales pico del orden del 20% y desfases de 30 minutos.

- El **comportamiento morfohidrológico** del río Las Cañitas en el piedemonte de la cuenca, analizado a partir de sus características morfodinámicas (diseño en planta, sección transversal, perfil longitudinal, carga transportada), junto a la modelación numérica mediante el programa HEC-RAS (cuantificación de procesos de erosión-sedimentación en el lecho, velocidades del flujo, transporte de sedimentos) permitió diferenciar segmentos con distinto comportamiento, lo que se traduce en un diferente

grado de sensibilidad del sistema fluvial ante modificaciones en las variables de control. Los tramos de diseño sinuoso son más sensibles, con mayor capacidad de autorregulación, dominando en ellos los procesos de migración lateral, mientras que el tramo recto-semiconfinado tiene baja sensibilidad, y dominan en él los procesos de acción vertical.

- El análisis de los **procesos de ajuste a corto y mediano plazo** mediante la evaluación de **escenarios** vinculados a las actividades humanas y a fenómenos naturales de diferente permanencia temporal, permitió diferenciar los siguientes comportamientos en el sistema fluvial: a) ante una *situación post-incendio forestal*, los ambientes más sensibles son el granítico y las pampas de altura (exposición de sedimentos loésicos), y el sistema respondió con alta producción de sedimentos y mayores escurrimientos superficiales; b) en un *escenario de cambio climático*, con aumentos en la precipitación y temperatura media anual proyectados para la región sur de Córdoba, también se incrementó la producción de sedimentos total de la cuenca respecto a la condición actual, en alrededor del 9% (para el 2020) y del 20% (para el 2050); c) en la situación *post-construcción de la presa La Tapa*, se generó erosión aguas abajo de la presa, con un descenso generalizado de la cota del lecho del río Las Cañitas limitado por la presencia de la Fm Pampiano, además de una disminución en el transporte de sedimentos. El funcionamiento del sistema dependerá en esta situación fundamentalmente de los caudales y carga de sedimentos que continúen ingresando desde el río Las Tapias. d) ante un evento de crecida extraordinaria de 520 m³/s, los desbordes se producen solamente en el nivel de terrazas más bajo asociado a los segmentos de diseño sinuoso, y los valores de agradación/erosión a lo largo de todo el río Las Cañitas en general fueron menores a 0,30 m.

- Las **modificaciones en el comportamiento morfodinámico** del sistema Las Cañitas fueron mínimas **durante la última centuria**, observándose una leve tendencia a la incisión. En los cursos del sector pedemontano están mejor documentadas dichas modificaciones, resultando diferentes en los principales colectores: 1) la disminución de la sinuosidad del río Las Tapias principalmente por procesos de avulsión, y el incremento de su ancho en los segmentos sinuosos, se asume como resultado de un alto transporte y sedimentación local a partir de eventos de crecidas importantes, lo cual provocó un incremento de pendiente; 2) dada la constitución de su lecho por materiales rocosos, la sinuosidad y las dimensiones del canal del río La Tapa se mantuvieron constantes, sólo hubo procesos leves y muy localizados de erosión lateral; 3) el río Las Cañitas, tuvo tasas

muy locales de erosión lateral en los tramos de mayor sinuosidad, del orden de 50 a 100 m en el periodo 1970-2010, mientras que el tramo de diseño recto prácticamente no mostró cambios desde su semiconfinamiento.

- A partir de los puntos abordados en el capítulo de **análisis geoambiental**, puede concluirse que los segmentos pedemontanos de la cuenca poseen en general baja *peligrosidad de erosión fluvial lateral y de inundación*, siendo tramos predominantemente de transporte. La combinación de variables analizadas para cada peligrosidad permite asociar las peores situaciones (moderado peligro de erosión lateral y moderadamente bajo peligro de inundación) a los segmentos caracterizados con diseño en planta sinuoso. En cuanto a la *aptitud de uso del agua* de la cuenca, todas las muestras resultaron excelentes para riego, deficientes para uso ganadero, debiendo incorporarse sales, y aptas para consumo humano desde el punto de vista físico-químico, debiendo en este caso, complementar con un análisis bacteriológico.

- Se considera que al presente el **grado de antropización** de la cuenca del río Las Cañitas no es tan alto como para haber provocado respuestas significativas en este sistema fluvial. Sin embargo, es esperable que la pérdida de la cobertura vegetal, especialmente en el sector serrano, o las quemadas a partir de los incendios forestales, hayan generado incrementos en los caudales líquidos y sólidos, especialmente en el contenido de sólidos en suspensión de los distintos colectores (al menos temporariamente) y, como consecuencia, de la producción de sedimentos de la cuenca en general. Estas alteraciones tienen incidencia en los aspectos morfodinámicos y morfosedimentológicos, pero aún es poco manifiesta, frente a los cambios asociados a variables naturales.

RECOMENDACIONES

- Con la finalidad de ajustar/mejorar la secuencia evolutiva durante el periodo Cuaternario en la cuenca, resulta de interés incrementar las dataciones, por ejemplo, de los materiales de las terrazas fluviales, de los depósitos eólicos del ambiente pedemontano, y de las secuencias de flujos hiperconcentrados.

- Se considera que los resultados de la modelación hidrológica pueden mejorarse calibrando también hidrogramas para el río Las Cañitas, una vez que se disponga de más

datos para la confección de una curva altura-caudal más confiable para el mismo, especialmente la realización de aforos instantáneos en esta sección en las crecidas.

- En relación a la modelación del transporte de sedimentos, además de los muestreos es evidente que se necesitan algunos métodos para poder calcular volúmenes transportados, por ejemplo, mediante la construcción de trincheras, o contar con alguna represa para también cuantificar la producción de sedimentos de la cuenca.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

-Aceñolaza, F, 2000. La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En Aceñolaza y Herbst (Ed) "El Neógeno en Argentina". INSUGEO, Serie Correlación Geológica 14: 9-27. Tucumán. ISSN 1514-4186.

-Ackers, P., and W.R. White, 1973. Sediment Transport: New Approach and Analysis. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 99, n° HY 11, 2041 -2060.

-Aguilera, N., G Grillo y L. Cerúsico, 2006. Comportamiento geomorfodinámico del cauce del río Grande de Jujuy-Metodología Cartográfica. Actas III Congr. Arg. Cuat. y Geomorfol. I:467-477.

-Agua y Energía Eléctrica, 1967a. Estudios y proyecto de presa de embalse Tincunaco sobre el río Cuarto, prov. De Córdoba. Jefatura de Estudio, zona Centro. Tomo I, Estudios.

-Agua y Energía Eléctrica, 1967b. Estudios y proyecto de presa de embalse Tincunaco sobre el río Cuarto, prov. De Córdoba. Jefatura de Estudio, zona Centro. Tomo III, Planos.

-Ameghino, F, 1885. Informe sobre el Museo Antropológico y Paleontológico de la Universidad Nacional de Córdoba durante el año 1885. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias Córdoba, pp 347-360.

-Amsler, M.L., C.G. Ramonell y H. Toniolo, 2005. "Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century". *Geomorphology*, 70: 257-278. Ed. Elsevier.

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

-Andreazzini, J. y Degiovanni, S. 2012. Caracterización morfohidrológica de la cuenca serrana del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo de elevación digital. Actas V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Río Cuarto, Octubre 2012, p. 117.

-Andreazzini, M.J. y Degiovanni, S. 2014. Geomorphology of paleosurfaces in the Sierras de Comechingones, Central Pampean Ranges, Argentina. En: Gondwana Landscapes in Southern South America. Rabassa, J. y C. Ollier (Eds.). Ed. Springer Verlag. p: 305-330. ISBN: 978-94-007-7701-9.

- Andreazzini, J., Degiovanni, S., Origlia, D. y L. Criado, 2013. Concentración de sólidos en suspensión en los arroyos del Dpto. Río Cuarto. Variables de control y efectos ambientales. VII Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos. Río Cuarto. Acta de Resúmenes, p. 22.
- Andreazzini, J., Degiovanni, S. y J. Salinas, 2014. Relación entre la carga en suspensión y las variaciones morfodinámicas del arroyo El Aji, Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba. Acta de Resúmenes CD, 2 p.
- Bagnold, R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. Royal Society of London Proceedings A 372:453-473.
- Basile, P.A., 1998. Evaluación de ecuaciones de transporte adaptadas para sedimentos heterogéneos. Revista de estudios sobre cuestión hidroambiental. Eds. CURIHAM-UNR, PHI, UNESCO. Vol 4 (2): 74-89.
- Basile, P.A., 1999. Modelación de procesos de erosión-sedimentación en ríos con lechos de sedimentos heterogéneos. Cuadernos del CURIHAM Vol 5, 2º Semestre, 85-101.
- Basile, P.A., 2000. Revisión de ecuaciones de transporte modificadas para sedimentos heterogéneos. Actas XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica (IAHR), Córdoba, Argentina. Tomo I: 369-378.
- Basile, P.A., 2003. Geomorfología e hidráulica fluvial. ICD-0403.
- Bavera, G.A., 2001. Manual de aguas y aguadas para el ganado. Edit. Hemisferio Sur S. A. ISBN 987-43-2856-8. 387 pag.
- Berger, A., 1996. "The geoindicators concept and its application: an introduction." In Geoindicators, Assessing rapid environmental changes in earth systems. 1-14. Ed. Bezer.
- Bianco C., Krauss T., Anderson I. y J.J. Cantero, 1987. Las formaciones vegetales del Suroeste de la provincia de Córdoba. Revista UNRC 7 (1), pp. 5-66.
- 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., A. Cabrera y S. Degiovanni, 2000. Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de Córdoba, Argentina. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza. Brasil. Trabajo completo (20 pág.) editado en CD-ROM.

-Blarasin, M., S. Degiovanni, M. Cantú, C. Eric, A. Cabrera, M. Villegas, N. Doffo, A. Becker, J. Cisneros, J. Gonzalez y C. Cholaky. 1994. Diagnóstico global del funcionamiento hídrico de las cuencas que afectan las trazas de la ruta Nacional 7, entre Laboulaye y Villa Mercedes, y la ruta Nacional No 8, entre Canals y Villa Mercedes. Convenio U.N.R.C. y Empresa Caminos del Oeste S.A. Inédito.

-Blarasin, M., Cabrera, A. y E. Matteoda, 2003. Groundwater geoindicators for the assessment of environmental changes, planning and policy implications, Río Cuarto City, Argentina. *Journal of Environmental Hydrology* 11 (6): 1–12.

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

-Blarasin, M., Cabrera, A., Matteoda, E., Frontera, H., Aguirre, M., Maldonado, L., Becher Quinodoz, F. y J. Giuliano Albo, 2014a. RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS PARTE I: Aspectos litológicos, hidráulicos, cambios de régimen y reservas de los principales acuíferos. En: *Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología*. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.). p: 747-821. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Blarasin, M., Cabrera, A., Matteoda, E., Aguirre, M., Giuliano Albo, J., Becher Quinodoz, F., Maldonado, L. y H. Frontera, 2014b. RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS PARTE II: Aspectos geoquímicos, isotópicos, contaminación y aptitudes de uso. En: *Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología*. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.). p: 747-821. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Bodenbender, G. 1921. Resena hidrogeologica de la cuenca del Rio Primero en Cordoba. *Boletin de la Academia Nacional de Ciencias* 25: 205–230. Cordoba.

-Bonnin, M., Laguens, A. y S. Díaz, 1985. Ambiente actual y pasado de la cuenca del río Copacabana (Departamento Ischilín, Provincia de Córdoba, Argentina). *Publicaciones del Instituto de Antropología. Facultad de Filosofía y Humanidades, Universidad Nacional de Córdoba, Nueva época XLV*, 159-201.

-Brackebusch, L., 1883. Plano General de la Provincia de Córdoba. Publicado por el Dpto. De Topográfico, Escala 1:300.000.

- Brandt, S., 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Geomorphology*, 40:375-401. Ed. Elsevier.
- Bravo-espinosa, M., Osterkamp, W.R. y V.L. López, 2004. Transporte de sedimentos en corrientes naturales: Revisión técnica de ecuaciones empíricas de predicción del arrastre de sedimentos de fondo. *Revista TERRA Latinoamericana*, Vol. 22(3): 377-386. Universidad Autónoma Chapingo, México.
- Brooks, S.M. and R.A. McDonnell, 2000. Research advances in geocomputation for hydrological and geomorphological modelling towards the twenty-first century. *Hydrological Processes* 14,1899-1908.
- Brunner, G., 2010a. HEC-RAS River Analysis System.
- Brunner, G., 2010b. HEC-RAS River Analysis System User ' s Manual.
- Burrin, P.J., 1985. Holocene alluviation in south-east England and some implications for palaeohydrological studies. *Earth Surf Process Landforms*, 10: 257-271.
- Busnelli, J y J.M. Sayago, 2006.El riesgo erosivo en la cuenca del río Gastona (Tucumán, Argentina) frente a diferentes escenario de cambios climáticos. *Actas III Congr. Arg. De Cuat. Y Geomorfol.* I:145-155.
- Bustamante Ortega, R.S., 2008. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO HEC – HMS, EN LA CUENCA DE HUECHÚN, REGIÓN METROPOLITANA. Tesis de Grado. Universidad de Talca, Chile. Inédito. 234 p.
- Buzai, G., 1998. Sistemas de Información Geográfica (SIG). En: *Sistemas Ambientales Complejos: Herramientas de Análisis Espacial*. Eds: Matteucci, S. y G. Buzai. Eudeba, Buenos Aires. 185-196 p.
- Cantero, A., J., Cantero, J. Cisneros, M. P. Cantú, V. Becerra, S. Degiovanni, A. Becker, I. Moreno, M. Blarasin, M. Villegas, M. Matea, J. Perez Forte y A. Piñero, 1988. Propuesta de ordenamiento y manejo integrado de las tierras y aguas en el sur de la provincia de Córdoba. Edición interna de la U.N.R.C. 92 pág.
- Cantú, M. 1992. Holoceno de la prov. de Córdoba. Manual: Holoceno de la Rep. Argentina. Tomo I. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. 24 pág. Paraná. Argentina.

- Cantú, M., 1998. Estudio geocientífico para la evaluación ambiental y ordenación territorial de una cuenca pedemontana. Caso: Cuenca del Arroyo La Colacha, Dpto Río Cuarto, prov. Cba. Tesis Doctoral. Inédito. Dpto. Geología. Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Cantú, M.P., 2006. Cambio climático durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Conferencia, Dpto Cs. Naturales-UNRC. Inédito
- Cantú, M. y S. Degiovanni, 1984. Geomorfología de la Región Centro Sur de la prov. de Córdoba. IX Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. (IV), pp. 76-92.
- Cantú, M. y Becker, A.1999. "El impacto del uso intensivo de la tierra en áreas templadas del centro de la República Argentina". Conferencia Científica Internacional Medio Ambiente Siglo 21, Cuba. CD. 7 pp.
- Cantu, M. P., A. R. Becker y H. F. Schiavo, 1998. La fragilidad natural del suelo y el uso del territorio como factores condicionantes del proceso de erosión en la región pampeana subhúmeda, Arg. Cong. Intern. Ciencia del Suelo. Francia.
- Cantú, M., Schiavo, H., Musso, T. y A. Becker, 2004. Paleosuelos del Pleistoceno Superior-Holoceno del Sur de la Provincia de Córdoba, Argentina. *XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo* Edición en CD, 10 pp., Paraná, Entre Ríos.
- Carbonneau, P.E. y N.E. Bergeron. 2000. The effect of bedload transport on mean and turbulent flow properties. *Geomorphol.* 35(3-4): 267-278.
- Carignano, C.A., 1997. *Caracterización y evolución durante el Cuaternario Superior, de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Carignano, C., 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. *Quaternary International*, Vol 57-58:117-134.
- Carignano, C. y R. Ungaro, 1988a. Geología y geomorfología de la cuenca del Río Segundo. En: *Proyecto de Cooperación Hispano Argentino (UNESCO-ICI). Planificación Integrada del Medio, Evaluación del Impacto Ambiental y Formación de un Equipo de Técnicos. Estudio Piloto al Norte de Córdoba (República Argentina)*.

- Carignano, C. y R. Ungaro, 1988b. Geología y geomorfología de Mar Chiquita. En: *Proyecto de Cooperación Hispano Argentino (UNESCO-ICI). Planificación Integrada del Medio, Evaluación del Impacto Ambiental y Formación de un Equipo de Técnicos. Estudio Piloto al Norte de Córdoba (República Argentina)*.
- Carignano, C. y M. Cioccale, 1997. Landscapes antiquity of the Central Sierras Pampeanas (Argentina): geomorphic evolution since the Gondwana times. In: 4th International Conference on Geomorphology, Italy, Abstracts volume, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Torino, Supplement, 1997, 3, 1, 104.
- Carignano, C. y M. Cioccale, 2008. Geomorfología de la Sierra Norte-Ambargasta, provincias de Córdoba y Santiago del Estero, Argentina. In: Congreso Geológico Argentino, 17, 2008, San Salvador de Jujuy, Actas, 1189-1190.
- Carignano, C., Cioccale M y Rabassa J., 1999. Landscape Antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological Evolution since Gondwanic Times. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 118: 245-268. Berlín-Stuttgart*.
- Carignano, C., Kröhlhing, D. Degiovanni, S. y M. Cioccale, 2014. Geomorfología. En: Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.). p: 747-821. ISBN 978-987-22403-8-7.
- Carling P. A. 2006. The hydrology and geomorphology of bedrock rivers. *Geomorphology* 82 (2006) 1–3. Ed. Elsevier.
- Castillo, M., Bishop, P. y J.D. Jansen, 2013. Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: The case of the Isle of Jura, Scotland. *Geomorphology Volumes 180–181:1–9*
- Cendrero, A., y J. R. Díaz de Terán, 1987. The environmental map system of the University of Cantabria, Spain. En: P. ARNDT and G. LÜTTIG, (Eds). Mineral resources extration, environmental protection and land-use planning in the industrial and developping countries. 4.8, 149-181. E. Schweizerbart. Verlag, Stuttgart.
- Cendrero, A., E. Frances y J. R. Díaz de Terán, 1992. Geoenvironmental as a basis for assessment, regulation and management of the earth's surface. En: Cendrero, A; G. Lüttig y F.C. Wolf (Eds). *Planning the use of the Earth's surface*. Springer-Verlag, NY: 199-234
- Chapuis, M., Dufour, S., Provansal, M. Couvert, B. y M. De Linares, 2013. Coupling 3D hydraulic

numerical modeling and field survey to assess morphodynamics of a wandering gravel bed river (Durance River, Southern French Alps). 8th International Conference on Geomorphology, Abstracts Volume, Tome II.

-Chebli, G., M. Mozetic, C. Rossello y M. Bühler. 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales.

-Chow, V. T., 1982. Hidráulica de los Canales Abiertos. Primera edición, Editorial Diana. México.

-Chow, V.T., Maidment, D.R. y L.W. Mays, 1994. Hidrología Aplicada. 584 p. Ed. NOMOS. S.A.

-Cioccale. M., 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina during the last 1000 years. *Quaternary International* Vol 62:35-47.

-Cioccale, M. y C. Carignano, 2009. Evolución geomorfológica de las Sierras Chicas, Córdoba, Argentina: una visión Gondwánica. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Abstracts volumen, Nº 6. La Plata. Argentina.

-Cisneros, J.M., A. Degioanni, H. Gil, A. Cantero Gutierrez, M. A. Reynero, A. Chiapparoli y D. Chesta, 2002. Principales procesos de erosión-sedimentación en la cuenca media y derrames del río Popopis (Quinto). (C.D:10 pág). XIX Congreso Nacional del Agua, Carlos Paz, Córdoba. ISBN.987-20378-1-7. Comp.: Colladon, Caamaño Nelly y Bertoni.

-Cisneros, J.M., Cholaky, C.G., Cantero Gutierrez, A., Gonzalez, J.G., Reynero, M.A., Diez, A. y L. Bergesio, 2012. Erosión Hídrica. Principios y técnicas de manejo. 287 p. Editorial UniRío.

-Clapperton, Ch., 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier. Science Publishers. Amsterdam, Netherland. 279 pág.

-Codignotto, J. O. y M.L. Aguirre, 1993. Coastal evolution, changes in sea level an Molluscan Fauna in Northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110: 163-175.

-Código Alimentario Argentino, 1994. Resolución 494/94. Boletín Oficial No 27.932, 1a sección. art. 982 modificado.

-Conesa-García, C., F. López-Bermúdez y R. García-Lorenzo, 2008. Bed stability variations after check dam construction in torrential channels (South-East Spain). *Journal Earth surface processes and landforms* Wiley.

- Coniglio, J. y Esparza, A. 1988. Geología del sector sur del Batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, Córdoba, Argentina. V Congreso Geológico Chileno, T II, E1-E15.
- Coniglio, J. 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sa. de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, UNRC. 163 p.
- Coniglio, J., R. P. Xavier, L. Pinotti y F. D'Eramo, 2000. Ore-forming fluids of vein-type fluorite deposits of the Cerro Aspero batholith, Cordoba, Argentina. *International Geology Review* 42 (4) 368-383.
- Coniglió, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L. y F. D'Eramo, 2004. Estudio de isótopos estables aplicado a los depósitos de fluorita del batolito C° Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. *Avances en Mineralogía y Metalogenia. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, Actas: 171–176. Río Cuarto.
- Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M. y H. Petrelli, 2006. Magmatismo Devónico de las Sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones Mesozoicas. El ejemplo del batolito Cerro Áspero. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología*, Actas: 227–232. Buenos Aires.
- Coniglio, J., Pinotti, L.P., D'Eramo, F., Petrelli, H., Demartis, M. y H. Odino, 2008. Fluorita accesoria en granitos de alto potasio: su aplicación en la prospección de mineralizaciones W-Mo magmáticas hidrotermales. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 533 p. San Salvador de Jujuy.
- Coniglio, J., D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Demartis, M., Maffini, M.N. y A.M. Figueredo, 2013. Fraccionamiento de ETR en fluoritas provenientes de depósitos magmáticos-hidrotermales de W-Mo. Distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 396p: 193–199 p. San Juan.
- Corine Land Cover, 2000. Coordination of Information on the Environment. TABLA DE VALORES DE NÚMERO DE CURVA EN FUNCIÓN DEL CÓDIGO CORINE LAND COVER. Disponible en: <http://www.chebro.es:81/Plan%20Hidrologico%20Ebro%202010-2015/Memoria/7.-%20Anejos/02.-%20Inventario%20Recursos%20H%C3%ADricos/2%20A02Ap1sb.pdf>
- Corral, M., Hillman, G., Pagot, M., Moya, G., Baldissone, M., Rodriguez, A., López, F., Hiruela, J., Martínez, R., Díaz, A., González, J., Bazán, G. y H. Muratore, 2005. Influencia de la extracción de áridos en los Ríos II y IV de Córdoba. En: *RIOS 2005: Principios y Aplicaciones en Hidráulica de*

Ríos. (H. D. Farias, J. D. Brea y R. Cazeneuve, Eds.). Segundo Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Neuquén, Argentina.

- Corral, M., M. Baldissoni, A. Rodríguez, A. Díaz y F. López, 2007. Influencia de la extracción de áridos en Río Cuarto: Modelación y Mediciones. En RIOS 2007: Principios y Aplicaciones en Hidráulica de Ríos (CD-ROM).

-Corral M., Baldissoni M., Farias H., Rodríguez A. y López F. 2009. Balance sedimentológico simplificado para el río Cuarto, Córdoba. En RIOS 2009: Cuarto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Salta, Argentina. 13 p.

-Correa, A.L., 1997. Fitosociología de comunidades del Bosque Serrano. Trabajo Final. Inédito.

-Costa, C., 1987. Neotectónica de la Sierra Grande de San Luis. Resultados preliminares. X Congreso Geológico Argentino. Actas I: 255-258.

-Costa, C., 1992. Neotectónica del Sur de la Sierra de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de San Luis. 390 pp.

-Costa, C.H., 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas II: 285-300.

-Costa, C., Murillo, V., Sagripanti, G. y C. Gardini, 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of Seismology 5: 399-409.

-Costa, C., Ricci, W., Owen, L., Johnson, W., Halperin, A. y E. Ahumada, 2010. Holocene paleoearthquake clustering along a Sierras Pampeanas (Argentina) bounding fault? American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco. T42A-05.

-Costa, C., Massabie, A.C., Sagripanti, G.L., Brunetto, E. y M. Coppolecchia, 2014. Neotectónica. En: Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.). p: 725-746. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Criado Roqué P., C. Momburú y V. Ramos, 1981. Estructura e interpretación tectónica. Geología de la provincia de San Luis. Relatorio VIII Congreso Geológico Argentino. pp. 155-192.

-Cunge, J.A., 1969. On the subject of a flood propagation method (Muskingum method). J. Hydraulics Research, International Association of Hydraulics Research, vol. 7 (2):205-230.

- D'Arcy, M. y A. C. Whittaker, 2014. Geomorphic constraints on landscape sensitivity to climate in tectonically active areas. *Geomorphology* (1): 366-381.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E., Gehrels, G. y M. Ezpeleta, 2007. Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the southern Central Andes, west-central Argentina. *Tectonics* 16, TC5016, doi:10.1029/2007TC002118.
- Degiovanni, S., 2005. River response to environmental changes: monitoring of geoindicators in representative reaches of Chocancharava and Achiras-del Gato streams, Cba, Arg. *Holocene Environmental Catastrophes in South America: From the Lowlands to the Andes*. Mar Chiquita (Cba). Arg. 2005.
- Degiovanni, S. 2008. Análisis geoambiental del comportamiento de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba, en especial del A° Achiras -del Gato, como base para su gestión sustentable. Tesis Doctoral, UNRC. Inédita. 597 pág.- Río Cuarto-Córdoba.
- Degiovanni, S. y M. Cantú. 1997. Neotectonic activity in the La Cruz-Gigena depression, Cba, Arg. *Fourth International Conference on Geomorphology*. Supp. III. Tomo 1: 142. Bologna. Italia.
- Degiovanni S. y M. Blarasin, 2005. Análisis de los problemas geoambientales vinculados a los recursos hídricos en la cuenca del arroyo Achiras-del Gato. Parte B: Análisis de la dinámica, composición química e interrelaciones entre el agua superficial y subterránea. 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. pág: 191-202.
- Degiovanni, S. y J. Andreazzini, 2013. Morphodynamic and morphologic changes analysis in rivers of the Sierra de Comechingones piedemont, Cordoba province, Argentina, during the Late Holocene-present. Environmental implications. *8th IAG International Conference on Geomorphology. Paris*.
- Degiovanni, S., M. Villegas y N. Doffo, 2000. Rectificación de meandros: evolución del perfil longitudinal de un tramo del río Chocancharava, prov. Cba. En "Uso y Preservación de los Recursos Hídricos en los Umbrales del siglo XXI", Edición en CD ROM, ISBN 987-99083-4-1. Ed. IRHi -FCEyT-UNSE.
- Degiovanni, S., M. Villegas, N. Doffo y C. Eric, 2001. Monitoreo de sistemas fluviales mediante la aplicación de geoindicadores de estado de peligrosidad. *Actas Resúmenes I Simposio Internacional sobre Geoindicadores*. Pág. 36. Mar del Plata.

- Degiovanni, S., M. Villegas, N. Doffo, L. Caviglia y Y. Palma, 2002. La Aplicación de Geoindicadores en el Monitoreo de Sistemas Fluviales. Departamento de Geología, UNRC. X5804 ZAB, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.
- Degiovanni S., Villegas M., Doffo N. 2003. Geomorfología del extremo Sur de la Sierra de Comechingones. II Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología (San Miguel de Tucumán). Cuaternario y Geomorfología. ISBN 987-9390-47-4, 257-266.
- Degiovanni, S., M. Villegas, N. Doffo y D. Origlia. 2004. Erosión Fluvial. Peligrosidad Geológica en Argentina. Metodologías de análisis y mapeo. Estudio de casos. Publicación Especial N° 4. 50 pág. ASAGAI. ISBN: 987-21766-0-4.
- Degiovanni, S., Villegas M., Blarasin M. y Sagripanti G., 2005. Hoja Geológica Río Cuarto-3263-III Sec. Minería de la Nación – SEGEMAR. ISSN 0328-2333, 90 pág.
- Degiovanni S., Origlia D., Grosso F., Doffo N. y Santángelo A., 2005b. Erosión de márgenes: análisis de los factores que regulan la evolución de un meandro en la cuenca media del río Cuarto. En "Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba". ISBN: 950-665-350-X. Blarasin M., S. Degiovanni, A. Cabrera y M. Villegas (Eds). - UNRC-Río Cuarto. pp: 117-128.
- Degiovanni, S., N. Doffo y M. Villegas, 2009a. Rejuvenecimiento de la red de drenaje del Sur de Córdoba como consecuencia del cambio climático durante la última centuria. En: Geomorfología y Cambio Climático- Capítulo 6. Sayago y Collantes (Eds), INGEMA (UNTuc)- MAGNA Ediciones, Tucumán. 20 pág. En prensa.
- Degiovanni, S., M. Villegas y N. Doffo, 2009b. Análisis del diseño de canal del arroyo Achiras-del Gato (Cba). Factores de control e implicancias ambientales. IV Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología, La Plata. Actas, Resumen N° 349.
- Degiovanni, S.B., Andreazzini, M.J., Villegas, M.B., Eric, C.F. y Doffo, N. 2010. "Caracterización de la carga en suspensión de los arroyos del sur de Córdoba. Implicancias morfodinámicas y ambientales". En: Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. (Eds.). ISBN: 978-987-543-393-9. CD I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Septiembre 2010. Azul, Bs. As. 1301 p. (185-192).
- Degiovanni, S., Villegas, M. y J.P. Ulla, 2013a. Análisis de la carga de fondo y dinámica de transporte en el río Cuarto, provincia de Córdoba, como base para una minería de áridos sustentable. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 70 (2): 238 – 248.

- Degiovanni, S., Andreazzini, J., Doffo, N. y K. Echavarría, 2013b. Análisis de las alteraciones históricas en los sistemas fluviales del Sur de Córdoba. Causas e implicancias ambientales. Actas del VII Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos. Río Cuarto. p.48.
- Degiovanni, S., Echevarría, K., Andreazzini, J. y N. Doffo, 2014. Los sistemas fluviales del sur de Córdoba: alteraciones históricas, procesos de ajuste y consecuencias ambientales. Actas CD, XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba. 2 p.
- Degiovanni, S., Blarasin, M., Cabrera, A., Echevarría, K., Andreazzini, J., Origlia, D., Matteoda, E., Maldonado, L., Becher, F., Giuliano, J., Eric, C., Doffo, N. y J. Felizzia, 2015. Caracterización morfodinámica e hidrogeoquímica de sistemas hídricos superficiales del sur de Córdoba. Resúmenes extendidos del Segundo Taller sobre Estudios Hidrológicos en Regiones Áridas y Semiáridas de la República Argentina.
- D'Eramo, F., Pinotti, L.P., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J. y E.G. Baldo, 2014. El magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba 233-254. En: Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.), p:725-746. ISBN 978-987-22403-8-7.
- Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G e Y. Cornet, 2007. An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology* 91:51–64.
- Dirección de Catastro de la Provincia de Córdoba, 1924. Mapa de la Provincia de Córdoba, escala 1:500.000.
- Doffo, N. 2007. Alteraciones en el régimen hidrológico de la cuenca del A° Las Lajas, Cba.: Causas naturales y antrópicas, umbrales de resistencia al cambio. Tesis Doct. Inéd. UNRC. 342 p.
- Doffo, N. y G. Bonorino, 2006. Evidencias de ajuste por tectonismo en los cauces de los arroyos Las Lajas y Santa Catalina, Dpto. Río IV, Cba. En: J. Sanabria y G. Arguello (Eds), Actas III Cong. Cuaternario y Geomorf., UNC, Tomo I, pág. 367-375.
- Doffo, N., Degiovanni, S. y D. Origlia, 2005. Análisis de las causas y procesos involucrados en el deterioro de las obras hidráulicas situadas en la cuenca media de los arroyos del Gato y Las Lajas, Cba. En "Aguas superficiales y subterráneas en el sur de Cba". ISBN: 950-665-350-X. Blarasin M., Degiovanni S., Cabrera A. y Villegas M. (Eds), UNRC-Río IV. Pág. 223-234.

- Downs, W.D., 1995. River Channel Adjustment Sensitivity to Drainage Basin Characteristics: Implications for channel management planning in South-East England. En: *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment* (McGregor, D. y A. Thompson Eds.). John Wiley & Sons Ltd. p. 247-263.
- Downs, P. W. y K.J. Gregory, 1993. *The sensitivity of River Channels in the Landscape System*. Ed. J. Wiley and Sons Ltd.
- Downs, P., Dusterhoff, S.R. y W.A. Sears, 2013. Reach-scale channel sensitivity to multiple human activities and natural events: Lower Santa Clara River, California, USA. *Geomorphology* (189): 121–134.
- Duan, J., Acharya, A., Yaeger, M., Zhang, S. y M. Salguero, 2008. *Evaluation of Flow and Sediment Models for the Rillito River*. Department of Civil Engineering and Engineering Mechanics The University of Arizona Final Report Submitted to the Pima County Regional Flood Control District. 209 pp.
- Edwards, K.C., 2000. Lake sediments, erosion and landscape change during the Holocene in Britain and Ireland. *Catena* 42, 145–175.
- Engelund, F., and E. Hansen, 1972. *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*, Teknisk Forlag, Copenhagen.
- Errecalde, M., 1990. Estudio de la secuencia cuaternaria presente en la cuenca media del arroyo Achiras-del Gato, Dpto Río Cuarto. Cba. Tesis de Licenciatura inédita. Dpto. Geología.
- Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y R.A. Astini, 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Los Llanos (La Rioja): Una secuencia condensada Miocena en el antepaís fragmentado andino central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(2):171–186.
- Estrada Sifontes, V. y R.F. Pacheco Moya, 2012. Modelación hidrológica con HEC-HMS en cuencas montañosas de la región oriental de Cuba. *INGENIERÍA HIDRÁULICA Y AMBIENTAL*. VOL. XXXIII (1):94-105.
- Fagiano, M., J. Otamendi y F. Nullo, 1993. Geología y Petrología del granito Los Nogales. XII Cong. Geol. Argentino y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos. IV: 33-41. Mendoza.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. y Martino, R. 2002a. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, El Calafate. 1:259-264.

- Fagiano, M., Otamendi, J. y Nullo, F. 2002b. Migmatitas heterogéneas del sur de la Sa. de Comechingones, Córdoba. 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate. 1:265-268.
- Fagiano, M. y Martino, R. 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla Guacha Corral en el extremo austral de la Sa. de Comechingones, Prov. de Córdoba. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial N° 47:45-50.
- Fagiano, M., Pinotti, L.P. y A.M. Esparza, 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociados en el tramo medio de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogía, Actas: 315-320, Río Cuarto.
- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. 2006a. Fábricas deformacionales de la faja de cizalla Guacha Corral en su porción centro-oriental, Sa. de Comechingones, Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial N° 6:169-173.
- Fagiano, M., Pinotti, L. Tramannoni, P. y Esparza, A. 2006b. Petrología de la aureola de contacto del batolito Cerro Áspero, Sa. de Comechingones, Cba., Argentina. Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogía, Buenos Aires: 339-346.
- Fagiano, M. R. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral. Inédita, 375 p. Dpto. de Geología, UNRC.
- Fattorelli, S. y P.C. Fernández, 2011. Diseño Hidrológico. Edición digital. 531 p. Disponible en: <http://www.ina.gov.ar/index.php?seccion=41¬icia=129>.
- Feliu, G. 1994. Geología del granito Inti Huasi, Córdoba. Tesis de Licenciatura Inédita. UNRC.
- Fidalgo, F., D. Colado y F. Francesco, 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (prov. de Bs. As.). V Congreso Geológico Argentino. Actas IV: 27-39.
- Fitzpatrick, F.A. y J.C. Knox, 2000. Spatial and temporal sensitivity of hydrogeomorphic response and recovery to deforestation, agriculture, and floods. *Physical Geography* 21: 89–108.
- FLUMEN, 2014. Manual de utilización del programa HEC-HMS. Disponible en: http://ocw.camins.upc.edu/materials_guia/250336/2014/40_ManualHMS.pdf;jsessionid=6777229C5E9A7C20EE3744CBB63904E2.

- Ford, D.T. y D. Hamilton, 1996. Computer models for water-excess management. Larry W. Mays ed., Water resources handbook. McGraw-Hill. NY.
- Forman R. y M. Godron, 1986. Landscape Ecology. J.Wiley & Sons. New York.
- Freguelli, J., 1921. Sobre un Proterotérico del Pampeano superior de Córdoba, *Neolicaphrium recens*, nob. Boletín Academia Nacional Ciencias, Córdoba. pp. 7-12
- Freguelli, J., 1945. El piso Platense. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, II: 287-311.
- Freguelli, J., 1957. El Neozoico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, II (3): 1-113.
- Frisicaro, E. 1997. Estudio hidrológico de la cuenca del río Cuarto con el modelo de simulación hidrológica HEC-1. Trabajo Final Ingeniería Civil- UNC- Inédito.
- Fuchs, M., Gloaguem, R., Krbetschek, M. y A. Szulc, 2014. Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. *Geomorphology*, 216:79–92
- Gallopín, G. 2006. "Linkages between vulnerability, resilience, and adaptive capacity". *ELSEVIER, Global Environmental Change* N° 16, pp. 293–303.
- Ganancia Martínez, F.M., 2010. Evaluación de Metodologías de Regionalización Hidrológica: Aplicación a los Caudales Máximos de Cuencas Representativas de la Región Sur-Oeste de la Provincia de Córdoba. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 370 pp. Inédito.
- García, M., Basile, P. y G. Riccardi, 2013. Modelación hidrodinámica de crecidas extraordinarias en sistema cauce-planicie del río Paraná Inferior. Acta de resúmenes Sexto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Santa Fe. P 3-4.
- Gavrilovic, S. 1972. Inzenjering o bujicnim tokovima i eroziji. Izgradnja, specijalno izdanje, 261-264. Beograd, Serbia and Montenegro.
- Gavrilovic, Z.,1988. The use of an empirical method (erosion potential method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. In: *International*

conference of river regime, 18–20 May. John Wileyand Sons, Wallingford, Chichester, pp. 411–422.

-Giaccardi, A.D., 2013. Análisis morfotectónico y neotectónico del sector noroccidental de la sierra de San Luis. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de San Luis.

-Giannoncelli, R.M. y A.A. Tauber, 1997. Nueva localidad fosilífera del Plioceno en la Provincia de Córdoba, República Argentina. Reunión anual de comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Córdoba, 22-23 de noviembre de 1996), *Ameghiniana* 34(1): 119. Buenos Aires.

-Gichamo, T.Z., Popescu, I., Jonoski, A. y D. Solomatine, 2012. River cross-section extraction from the ASTER global DEM for flood modeling. *Environmental Modelling & Software* 31: 37-46.

-Giraut, M.A. y S.G. Ludueña, 2002. "Atlas digital de los recursos hídricos superficiales de la República Argentina". Subsecretaría de Recursos Hídricos. Instituto Nacional del Agua. Sistema Nac. de Información Hídrica. Buenos Aires.

-Giuliano Albo, M.J. 2013. Evaluación de la contaminación por nitratos en aguas subterráneas de agroecosistemas mediante el uso de isótopos estables ^{15}N - ^{14}N , ^{18}O - ^{16}O , y otros solutos relacionados. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 399 p. Río Cuarto.

-González, A.R., 1960. La estratigrafía de la gruta de Intihuasi (Provincia de San Luis, Rep. Argentina) y su relación con otros sitios precerámicos de Sudamérica. *Revista del Instituto de Antropología* 1:5-296, Córdoba.

-González, M.A., 1981. Evidencias paleoclimáticas en la Salina del Bebedero (San Luis) *VIII Congreso Geológico Argentino Actas*, III:411-138.

-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.

-González, J., Piazza, M. y M. Cantú, 1996. Caracterización de las tierras en la cuenca arroyo Achiras como base para el ordenamiento territorial. Dpto. Río Cuarto, Córdoba. IV Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra. Chile. p 96.

-Gonzalez Díaz, E. F., 1981. Geomorfología. En Yrigoyen M. (ed.), *Geología de la Provincia de San Luis*. VIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio. Buenos Aires.193-236.

- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. 1:577-650. Academia Nacional de Ciencias, 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.
- Gregory, K. J., 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79:172–19. Ed. Elsevier.
- Haghiabi, A.H. y E. Zaredehdasht, 2012. Evaluation of HEC-RAS Ability in Erosion and Sediment Transport Forecasting. *World Applied Sciences Journal* 17 (11): 1490-1497.
- Hafez, Y., 2002. On the dynamic adjustments of stream channels. *Journal of Environmental hydrology, The Electronic Journal of the Internat. Assoc. for Environmental Hydrology*. Vol 10.
- Harvey, A.M., 2000. Coupling between hill slopes and channels in upland fluvial systems implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42, 227–252.
- Hermelin, M. 1991. Introducción a la Geología Ambiental. *Geología Ambiental y Geomorfología Aplicada en Colombia*. Ed. Lopez-Rendon, J.E. Report N° 16:3-20
- Hooke, J.M., 1997. Styles of channel change. In: Thorne, C.R., Hey, R.D., Newson, M.D. (Eds), *Applied Geomorphology for River Engineering and Management*. Wiley, Chichester, 237–268 p.
- Hooke, J.M., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology X*, 1–19. Ed. Elsevier.
- Hünicken, M. y M. Pensa, 1980a. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Formación Chancaní) y de las filitas (Formación La Memela) del borde occidental de las Sas. Pocho y Guasapampa (Cba, Arg.). *Bol. Acad. Nac. Ccias Cba, Arg.* Tomo 53:255-279.
- Hünicken, M. y M. Pensa, 1980b. Formación Los Ranqueles (Carbónico) de Sampacho y Cerro Suco en el sudoeste de Córdoba, Argentina. *Bol. Proy.* 42-IGC, n° 3:5-6. San Juan.
- Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V. 1987. La estructura profunda de las sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina. Revista* 42 (1-2):177-187.

- Iraumé, A. y P.G.Y. *Uyttendaele*, 2009. Quantification of sediment transport through direct measurements and the use of empirical models in an experimental catchment in the Andes Mountains, Southern Chile. *Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia*. Vol. 32 (2):143 – 151.
- IRENAT, 2002. Empleo del Modelo SWAT para Generar Alternativas de Manejo en la Cuenca del Río Laja, Gto., México. México. Disponible en: <http://www.micascuencas.com/swat.pdf>.
- Iriondo, M.H., 1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina). *D'orbignyana* 4: 1-54.
- Iriondo, M. H., 1991. El Holoceno en el Litoral. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (Nueva Serie)*, 3(1): 1-40.
- Iriondo M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent – scale oscillation. *Quaternary International*, 57 58, 93-112 pp. Elsevier Sciences Ltd.
- Iriondo, M. y N. García, 1993. Climate variations in the Argentine plains during the last 18.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101, 209-220.
- Iriondo, M.H. y D. Kröhling, 1995. El sistema eólico pampeano. *Comunicaciones. Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*. Nueva Serie 5 (1):1-68.
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A., 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of the South American Earth Sciences*, 2: 207-222.
- 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.
- Kasai, M., Marutani, T. y G. Brierley, 2004. Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Geomorphology*, Volume 62 (3-4):199-215.
- Kemp, R.A., Toms, P., King, M. y D. Kröhling, 2004a. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, Late Quaternary type-site of the northern Pampa, Argentina. *Quaternary International* 114(1):101-112.

- Kemp, R.A., King, M., Toms, P., Derbyshire, E., Sayago, J.M. y M.M. Collantes, 2004b. Pedosedimentary development of part of Late Quaternary loess-palaeosol sequence in Northwest Argentina. *Journal of Quaternary Science* 19:567-576.
- Kemp, R.A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. y G. Argüello, 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66:119-132.
- Kirpich, Z.P., 1940. Time of concentration in small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10 (6): pp 362.
- Knighton, A.D., 1999. Downstream variation in stream power. *Geomorphology* 29: 293-306. Ed. Elsevier
- Kondolf, G.M. and H. Piegay, 2003. Tools in Fluvial Geomorphology: Problem Statement and Recent Practice. In: Kondolf, G.M., Piegay, H. (Eds.), *Tools In Fluvial Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 3–22.
- Krapovickas, J.M., y A.A. Tauber, 2012a. La Estratigrafía en las Pampas de Altura de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Modelo Regional. *V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas Resúmenes*, pag. 34, Río Cuarto.
- Krapovickas, J.M. y A.A. Tauber, 2012b. Atos Pampa, Área Fosilífera Cuaternaria de las Sierras de Córdoba: Estudios Preliminares. *V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas Resúmenes*, pag. 47., Río Cuarto.
- Krauss, T., Bianco C. y C. Núñez (Eds), 1999. Los ambientes naturales del sur de la provincia de Córdoba. Fundación UNRC. ISBN: 950 665 116 7.
- Lafien, J.M., Lane, L.J. y G.R. Foster, 1991. WEPP: A new generation of erosion prediction technology. *J. Soil Water Conserv*, 46: 34-38.
- Laursen, E.M., 1958. The Total Sediment Load of Streams. *Jourzal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. 84, nº HY 1, 1530-1536.
- Latrubesse, E., 1999. Sistema de Classificação e mapeamento geomorfológico: uma nova proposta. *Geosur*, Florianópolis, Vol.14, 27.
- Lencinas, A. y A. Timonieri, 1968. Algunas características estructurales del valle de Punilla-

Córdoba. III Jornadas Geológicas Argentinas. Actas I: 195-207.

-Leopold, L.B. 1992. Sediment size that determines channel morphology. pp. 297-307. In: Billi, P., R.D. Hey, C.R. Thorne y P. Tacconi (eds.). Dynamics of gravel-bed rivers. John Wiley. Chichester, UK.

-Leopold, L. B., y W. B. Langbein, 1962. The concept of entropy in landscape evolution. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 500-A

-Löbens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C.H., Layer, P. y S. Siegesmund, 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K–Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). International Journal of Earth Sciences 100: 671–694.

-López, M. G. y P. Sola, 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa-Mercedes- Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. VIII Cong. Geol. Arg., San Luis. Actas IV: 967-978.

-López, J.J., González, M., Scaini, A., Goñi, M., Valdenebro, J. y F. Gimena, 2012. Caracterización del modelo HEC-HMS en la cuenca de río Arga en Pamplona y su aplicación a cinco avenidas significativas. Obras y Proyectos (12):15-30.

-Llovet López, J., 2006. Degradación del suelo posterior al fuego en condiciones mediterráneas. Identificación de factores de riesgo. Revista de la Asociación Española de Ecología Terrestre. Ecosistemas 15 (3): 199-202.

-Macklin M. y J. Lewin, 2008. Alluvial responses to the changing Earth system. Journal of Earth surface processes and landforms, Vol 33 (9):1374-1395.

-McNamara, J.P., Ziegler, A.D., Wood, S.H y J.B. Vogler, 2006. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. Forest Ecology and Management 224:147–156

-Magaña-Hernández, F., Bà, K.M. y V.H. Guerra-Cobián, 2013. Estimación del hidrograma de crecientes con modelación determinística y precipitación derivada de radar. Agrobiencia 47: 739-752.

-Magnante, Leandro E., Susana B. Degiovanni y Nelso C. Doffo, 2012. VARIACIONES MORFOLÓGICAS Y MORFODINÁMICAS DEL ARROYO EL CANO (CBA) EN LA ÚLTIMA CENTURIA. CAUSAS E IMPLICANCIAS AMBIENTALES. Actas de Trabajos Completos V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. P. 165-174.

-Manzur, A., 1995. *Aspectos genéticos de los suelos presentes en Atum Pampa y Athos Pampa, Sierras Grandes, Córdoba, Argentina*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).

-Manzur, A., 1997. Dinámicas evolutivas de suelos en Atum Pampa, Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. *MULTEQUINA* 6: 67-83.

-Martínez-Casasnovas, J.A., 1999. Modelos digitales de terreno: Estructuras de datos y aplicaciones en el análisis de formas del terreno y en Edafología. *QUADERNS DMACS* Núm. 25, Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Lleida.

-Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asoc. Geológica Argentina*, 58(4):549-571.

-Martino, R. y A. Guerreschi, 2014a (Eds). *Relatorio del XIX Congreso Argentino de Geología. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Martino, R. y A. Guerreschi, 2014b. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba.95-128. En: *Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología*. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.), p:725-746. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y M. Arnosio, 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° 00'LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 60-77.

-Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y C.C. Carignano, 2012. Influencia de la tectónica Preandina sobre la tectónica Andina: El caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(2): 207-221.

-Massabié, A. 1976. Estructura tectónica cenozoica entre Charbonier y Cosquin, Provincia de Córdoba: 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 109-123.

- Massabié, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de Sierras Pampeanas Orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Simposio de Neotectónica, p. 271-274.
- Mazza, G., 1962. Recursos hidráulicos superficiales. Evaluación de los Rec. Nat. de Argentina. T 4:1 y 2. CFI. Bs As. 879 p.
- Meyer-Peter, E. y R. Müller, 1948. Formulas for Bedload Transport. *Proceedings, the Second Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research*, Stockholm.
- Mihaljevich, L., 2015. Análisis de las propiedades geomecánicas de sedimentos cohesivos sometidos a erosión fluvial y su incidencia en la morfodinámica del río Las Cañitas, Córdoba. Tesis de Licenciatura. UNRC.
- Ministerio de Obras Públicas-Dirección General de Irrigación, 1938. Mapa de zonas de riego en el río Cuarto y Arroyo Santa Catalina. Escala 1:100.000.
- Montes, A., 1958. Cambios climáticos durante el Holoceno en las Sierras de Córdoba. *Anales de Arqueología y Etnología*. Publicación Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Córdoba, 36-52.
- Morris, P.H. and D.J. Williams, 1999. Worldwide correlations for subaerial aqueous flows with exponential longitudinal profiles. *Earth Surf. Proc. Landf.* 24, 867-879.
- Morello, J. y O. Solbrig, (comp.), 1997. "¿Argentina granero del mundo: hasta cuándo?. La degradación del sistema agroproductivo de la Pampa Húmeda y sugerencias para su recuperación". Orientación Gráfica Editora S.R.L. Buenos Aires.
- Nash, J. E. y J. V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual model, *J. Hydrol. Eng.* 10: 282-290.
- Neary, D.G., Ryan, K.C. y L.F. DeBano (Eds), 2005. Wildland fire in ecosystems: effects of fire on soils and water. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-42-vol.4. Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 250 p.
- Nullo, F., M. Fagiano y J. Otamendi, 1992. Upper Precambrian-Lower Paleozoic metamorphism deformation and associated magmatic events in the southeastern Pampean Terrane. *Arg. 20° Int. Geol. Congress*, VI:6, Japón.

-Nullo, F.; M. Fagiano, J. Otamendi y C. Brein, 1991. Estados de deformación estructural en el basamento cristalino de la sierra de Comechingones, Achiras, Cba. VII Reunión Microtectónica: pag. 25, Bahía Blanca.

-Ogami, T., 2013. Knickpoint initiation and migration rate of bedrock rivers dissecting the Middle to Late Pleistocene marine terraces at North Sanriku coast, NE Japan. 8th International Conference on Geomorphology, Abstracts Volume, Tome II.

-Olaya Triana, G. y H. Wilches Suárez, 2007. OBSERVACIÓN Y MEDICIÓN EN AGUAS SUPERFICIALES DE NIVELES, CAUDALES Y SEDIMENTOS. En PROTOCOLO PARA EL MONITOREO Y SEGUIMIENTO DEL AGUA. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. P: 21-87.

-Olaya, V. y O. Conrad, 2008. Geomorphometry in SAGA. In: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Elsevier, Amsterdam: 293-308.

-Osterkamp, W.R. and S.A. Schumm, 1996. "Geoindicators for the river and river-valley monitoring". In Geoindicators, Assessing rapid environmental changes in earth systems. Ed. Bezer.

-Otamendi, J. E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento Pre-Carbonífero del extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Arg.. Tesis Doctoral. Inédita. UNRC.

-Otamendi, J., Nullo, F., Fagiano, M. y E. Aragón, 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. XIII Cong. Geol. Arg. y III Cong. Expl. Hidrocarburos, II: 249-266.

-Otamendi, J.E., Fagiano, M.R. y F.E. Nullo, 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55: 265–279.

-Otamendi, J., Cristofolini, E., Fagiano, M.R., Pinotti, L.P. y F.J. D'Eramo, 2014. Los granitos devónicos del sur de la Sierra de Comechingones. 277-291. En: Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.), p:725-746. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Pagliero, P. 1999. Estudio Geológico - Sedimentológico de la cuenca media - baja del río Cuarto entre las localidades de Villa Reducción y Alejandro Roca. Tesis de Licenciatura UNRC. Inédito. Río Cuarto. Córdoba. Argentina.

- Pandolfi, C., 1938. Estudio petrográfico y bosquejo geológico de la región de Chaján (Cba). Dirección de Minas y Geología. Bol. N° 45. Buenos Aires.
- Panizza M. 1993, Riesgo Geomorfológico y Vulnerabilidad Ambiental. Quaderni Instituto Italo Latino Americano (IILA), Serie Scienza 6. Mexico.
- Paoli C. y M. Schreider (Eds) 2000. El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Ctro de Publicac. Univ. Nac. del Litoral.
- Parker, G., Klingeman, P.C. y McLean, D.C., 1982. Bedload and size distribution in pavel, graded-bed stream. Proceedings of American Society of Civil Engineers. Journal of the Hydraulics Division, 108:544-571.
- Paz Soldan, 1888. Atlas Geográfico Argentino. Mapa de la Provincia de Córdoba. Disponible en: <http://www.davidrumsey.com/>
- Pedraza Gilsanz, J., 1996. Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda, Madrid.
- Peña Llopis, J., 2006. Sistema de Inform. Geogr Aplicados a la Gestión del Territorio. J. Peña Llopis ECU, Madrid, España.
- Pereira, M.S, Ramonell, C. y E. Latrubesse, 2012. SEDIMENTOLOGÍA DE ISLAS DEL RÍO PARANÁ MEDIO EN RELACIÓN A GEOFORMAS Y FRECUENCIA DE NIVELES HIDROMÉTRICOS. Acta de Resúmenes V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, p. 124.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholiths, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15:251-265.
- Pinotti L., E.J. Llambías and J.E. Coniglio, 1997. Stoping as a main mechanism of intrusion in post-orogenic granite from the southern part of the Sierra de Comechingones, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Abstracts with Programs*, pp. 323-325 Salvador, Bahia, Brazil.
- Pinotti L., J.E. Coniglio and E.J. Llambías, 1996. Características geológico-estructurales del

Plutón Alpa Corral. Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas III*, pp. 477-483.

-Pinotti, L. P., A. Esparza y J. Coniglio, 1992. Formación de megacristales de feldespatos potásicos en el sector sur del batolito Cerro Áspero-Alpa Corral (32° 40' S y 64°50' O) Sas Pampeanas, Cba, Arg.. *Rev. Estudios Geológ. Museo Nac. Ciencias. Madrid* 48: 211-219.

-Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholiths, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15:251-265.

-Pinotti, L., Coniglio, J.E., D'Eramo, F., Demartis, M., Otamendi, J.E., Fagiano, M.R. y N.E. Zambroni, 2014. El magmatismo devónico: Geología del batolito de Cerro Aspero. 255-276. En: *Relatorio XIX Congreso Argentino de Geología*. Martino, R. y A. Guerreschi (Eds.), p:725-746. ISBN 978-987-22403-8-7.

-Porta, G., 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito Cerro Áspero-Alpa Corral (32°34'-32° 42' LS y 64°43'-64°52' LO. Cba, Arg.. *Rev. Estudios Geológ. Museo Nac. Ciencias. Madrid* 48: 237-245

-Prámparo, M., 1982. Cuartario del Arroyo Santa Catalina, entre Cuatro Vientos y Holmberg, Dpto Río Cuarto, Prov. Córdoba. Inédito. Tesis de Licenciatura. UNRC. Dir: Geol. G. Sarmiento de Villanueva.

-Rabassa, J. 2010. Gondwana paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. *Geociências* 29, 4, 541-570, São Paulo, UNESP.

-Rabassa, J., 2014. Some concepts about Gondwana Landscapes: Long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. En: *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Rabassa, J. y C. Ollier (Eds.). Ed. Springer Verlag. p: 9-46.

-Rabassa, J., Zárate, M., Cioccale, M., Carignano, C., Partridge, T.C., Maud, R. 1996. Paisajes relictuales de edad Gondwánica en áreas cratónicas de Argentina. In: *13° Congreso Geológico Argentino & III Congreso de Exploración de Hidrocarburos 3*, Buenos Aires. Actas, Buenos Aires, 4, 219.

-Rabassa, J., M. Zárate, T. Partridge, R. Maud, M. Cioccale y C. Carignano, 1997. Gondwanic relict palaeolandscapes in cratonic areas of Argentina. *Fourth International Conference on Geomorphology. Suplemento III, Tomo 1*: 321. Bologna. Italia.

- Rabassa J., Carignano C. y M. Cioccale, 2010. Gondwana Paleosurfaces in Argentina: An Introduction. *Geociências* 29, 4, 439-466. São Paulo, UNESP.
- Râdoane M, N. Râdoane y D. Dumitriu, 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology* (50): 293-306. Ed. Elsevier,
- Ramonell, C. G., y D. Montagnini, 2000. Particularidades del sedimento del lecho en ríos de origen andino y extra-andino de Argentina. Taller Regional sobre Tópicos Básicos y Aplicados de la Hidráulica Fluvial, *Anales*: 129-136. Santa Fe.
- Ramonell, C., Kandus, P., Minotti, P., Borro, M. y N. Morandeira, 2012a. NUEVA INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL COMPLEJO FLUVIOLITORAL DEL RÍO PARANÁ EN SU DESEMBOCADURA. P 125.
- Ramonell, C., Marchetti, Z. y M.S. Pereira, 2012b. ALBARDONES DE INTRACAUCE: GEOFORMAS CONSPICUAS DE LA PLANICIE ALUVIAL DEL RÍO PARANÁ. P 126.
- Ramonell, C., Marchetti, Z. y M.S. Pereira, 2013. Whitin-cannel levees: a new-recognized fluvial form in the floodplain of a large river (Paraná River, South America). *Abstracts Volume 8th IAG International Conference on Geomorphology, Tome 2: S18-S27. París. p. 740.*
- Ramos, V. A., 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. *Geología Argentina. Anales* 29 (24): 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Reid, I. y L.E. Frostick, 1987. Toward a better understanding of bedload transport. pp. 13-19. En: Ethridge, F.G. (ed.). *Recent developments in fluvial sedimentology. Special Publication 39. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, OK*
- Reposini, J.P., 1912. Memoria sobre el Río Paraná. XII Congreso Internacional de Navegación, p. 1-151. Filadelfia.
- Rey Ripoll, M. 2008. Perfil geológico-estructural de la faja de cizalla Guacha Corral, Sa. de Comechingones en los 32° 45'S. Evaluación del potencial metalogénico. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédito. 87 p.
- Reyna, S., Reyna, T., Lábaque, M., Fulginitti, F., Reyna, E., Riha, C., Moyano Centeno, E. y C. Gómez, 2010. Aplicación de modelos digitales para uso hidrológicos – Presa la tapa, Córdoba. Disponible en: http://www.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=1644

- Richardson, T., Ridgway, K.D., Gilbert, H., Martino, R.D., Enkelmann, E., Anderson, M. y P. Alvarado, 2013. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Active intraplate deformation inboard of flat-slab subduction. *Tectonics* 32: 1–17.
- Ríos, M.E. y L. Achával, 1905. Geografía de la provincia de Córdoba. Atlas.
- Riverside, 1954. U.S. Salinity Laboratory Staff. Diagnosis and improvement of saline and alkali soil. U.S. Department of Agriculture Handbook No 60. Washington.
- Rubey, W.W., 1933. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. *American Journal Sciences*, 5th, vol. 25 (148):325-338.
- Russo, A., R. Ferello y G. Chebli, 1979. Llanura Chaco Pampeana. *Geología Reg. Argentina*. Vol.I. Pp. 139-183.
- Rust, B. R., 1978. A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Pet.Geol. Mem. (5):187-198.
- Sagripanti G., D. Origlia y O. Campanella, 1998a. Historic and of the Present Seismology of the Sampacho Area, Córdoba Province, Argentina. *Environmental Engineering Geoscience*. Vol. 4, Tomo 2, pp 270-275.
- Sagripanti G., D. Origlia y O. Campanella, 1998b Sismicidad en una región de intraplaca. Dpto. Rio Cuarto, Cba. Arg. *Actas Conferencia Internacional "Sistemas modernos de Preparación y Respuesta ante Riesgos Sísmicos, Volcánicos y Tsunamis"*. Santiago. Chile. pp. 281 - 293.
- Sagripanti, G., Costa C., Origlia D., y H. Schiavo, 2001. Avances en la caracterización del peligro sísmico en el Dpto. Rio Cuarto, Cba. Arg. *IV Cong. Geología y Minería Soc. Cubana de Geología, GEOMIN. Cuba. Actas: CD*.
- Sagripanti, G.L. y D. Villalba, 2011. Movimientos prehistóricos y recientes en la intraplaca argentina a la latitud 33° S, falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 68(4): 491–501. Buenos Aires.
- Sagripanti, G.L., Schiavo, H.F., Felizzia, J.A., Villalba, D., Aguilera, H.D., Giaccardi, A.D. y J.A. Membrives, 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(1): 52–70. Buenos Aires.

- Sanabria, J.A., Argüello, G.L. y L. Moretti, 2006a. Implicancia Paleoambiental de los Paleosuelos de un sector de la Llanura Pampeana de Córdoba, Argentina. *Taller de Cuaternario del XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Resumen publicado en CD, Salta.
- Sanabria, J.A., Argüello, G.L. y L. Moretti, 2006b. Análisis litocromoestratigráfico de tres perfiles en la llanura central cordobesa. *III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas Tomo II:911-917*, Córdoba.
- Sanabria, J.A. y G.L. Argüello, 2011. Buried Soils at the Plataforma Basculada Ondulada (Undulated Tilted Platform) In Central Region of Córdoba Province, Argentina. *Geociências* 30(1):22-29. São Paulo. UNESP.
- Sánchez, M.L. 2001. Geología de la cuenca cretácica entre los 32° y 33°50' de Latitud Sur y entre los 64° y 65°15' de Longitud Oeste, provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Sarría, F. y Palazón F. 2008. Estimación de parámetros, validación de modelos y análisis de sensibilidad. Modelización de sistemas ambientales. Modelización de sistemas ambientales. Disponible en: <http://ocw.um.es/ciencias/modelizacion-de-sistemas-ambientales/material-declase-1/msa-cap-06.pdf/view>.
- Satorre, E. 2005. "Cambios tecnológicos en la agricultura argentina actual". Facultad de Agronomía-UBA. Publicado en Revista Ciencia Hoy, Vol. 15, n° 87.
- Schmitt L., G. Maire, P. Nobelis y J. Humbert, 2007. Quantitative morphodynamic typology of rivers: a methodological study based on the French Upper Rhine basin. *Journal Earth surface processes and landforms* Wiley. Vol 32.
- Schoklitsch, A., 1962. *Handbuch des wasserbaues*, Springer, Vienna, Vol. 1, 173-177.
- Schumm, S. A., 1969. "River Metamorphosis". *ASCE J. Hydraul. Div.* 95(1):255-273.
- Schumm S. A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley, New York-London.
- Sear, D.A. and M.D. Newson, 2003. Environmental change in river channels: a neglected element. Towards geomorphological typologies, standards and monitoring. *The Science of The Total Environment*, Vol 310, Issues 1-3, p. 17-23.

- Shen, H.W. y H.F. Cheong. 1978. Stochastic sediment bedload models. pp. 10.1-10.21. In: Shen, H.W. y H. Kikkawa (eds.). Application of stochastic processes in sediment transport. Water Resources Publications. Littleton, CO.
- Snow R.S. y Slingerland R.L., 1987. Mathematical modelling of graded river profiles. *Journal of Geology* 95, 15-33.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, SCS, 1972. National Engineering Handbook, section 4, Hydrology. U.S. Dept. Agriculture, disponible en U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, SCS, 1986. Urban hydrology for small watersheds. Technical Release 55. Washington D.C. Departamento de Agricultura de EEUUA.
- Soldano, F. A., 1947. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina. Parte I. Ed. Cimera. Bs As, Argentina. 277 p.
- Sosic, M., 1964. Descripción geológica de la hoja 24h, Sierra del Morro (San Luis-Córdoba). Carta Geológico-Económica de la Rep. Argentina. Bol. N° 95. Dir. Nac. Geología y Minería. 44 p.
- Stallins, J. A., 2006. Geomorphology and ecology: unifying themes for complex systems in biogeomorphology. *Geomorphology* 77, 207-216. Ed. Elsevier.
- Suarez, S.A. 1992. Mapeo fisionómico-estructural de la vegetación natural del Dpto. Río Cuarto. II San Bartolomé y Alpa Corral. Beca de Iniciación: informe final.
- Suarez, S.A. 1993. Mapeo fisionómico-estructural de la vegetación natural del Dpto. Río Cuarto. III Achiras y Las Cañitas. Beca de Iniciación: informe final.
- Summerfield M.A., 1997. *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Ed. Longman.
- SSRH, 2004. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Estadística Hidrológica de la República Argentina. Tomo I.
- SSRH, 2009a. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Estadística hidrológica 2008/2009. Tomo I, 571 p.

- SSRH, 2009b. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Estadísticas meteorológicas 2008. Estadística meteorológica de la República Argentina. 363 p.
- SSRH, 2009c. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Monografía de Estación río Las Cañitas, La Tapa. 11 p.
- SSRH, 2009d. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Monografía de Estación río Las Tapias. 16 p.
- SSRH, 2014. Página web Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación: <http://www.hidricosargentina.gov.ar/InformacionHidrica.html>
- Surian, N. and A. Cisotto, 2007. Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Journal Earth surface processes and landforms*. Wiley. Vol 32.
- Taylor, A.B. y H.E. Schwards, 1952. Unit hydrograph lag and peak flow related to basin characteristics. *Trns. Amer. Geophys. Union*, 33:235-246.
- Thomas, M.F., 2000. Landscape sensitivity in time and space. *Catena* 42, 83–99.
- Thorndycraft, V.R., G. Benito and K.J. Gregory. 2008. Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology* 98: 2–12. Ed. Elsevier.
- Tinkler, K.J., E.E. Wohl (Eds.), 1998. *Rivers Over Rock*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, vol. 107.
- Toffaletti, F.B., 1969. Definitive Computations of Sand Discharge in Rivers. *Jourzal of the Hydmulics Division, ASCE*, Vol. 95, nº HY I , 225-246.
- Tucker, G.E. y R.L. Bras, 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resources Res.*, 36: 1953-1964.
- Turowski, M.J, N. Hovius, A. Wilson and M. Horno, 2008. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. *Geomorphology* 99 (2008) 26–38. Ed. Elsevier.
- Ulla, J.P. 2008. Variación de parámetros sedimentológicos y su relación con la descarga e intervenciones de cauce en la cuenca media alta del río Chocancharava, Cba.. Tesis de Licenciatura, Dpto de Geología, UNRC. Inédito. 159 páginas. Río Cuarto-Córdoba

- USDA-SCS. 1972. Section 4: Hydrology. In National Engineering Handbook (NEH). Washington, D.C.: USDA Soil Conservation Service.
- Vandenberghe, J. y D. Maddy (Eds.) (2001). The response of river systems to climate change. *Quaternary International*, 79, 121 pp.
- Van Rijn, L.C., 1993. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications.
- Vélez Upegui, J.J. y Botero Gutierrez, A. 2011. Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la Quebrada San Luis, Manizales. *Dyna*, Año 78, 165:5871. Medellín.
- Villalba, D. y G.L. Sagripanti, 2012. Análisis morfológico de escarpas asociadas a una falla de intraplaca con actividad cuaternaria. Falla Las Lagunas, Córdoba. 5o Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 297-309. Río Cuarto.
- Villegas, M., Villalba, G. y S. Degiovanni, 2000. "Parámetros texturales como geoindicadores de la respuesta de sistemas fluviales ante intervenciones antrópicas". II Taller sobre Sedimentología y Medio Ambiente. Buenos Aires. Actas I: 61-62.
- Villegas, M., S. Degiovanni y J.P. Ulla, 2006. Tipificación del comportamiento del sector sur de la cuenca del río Cuarto a través del análisis de variables morfológicas y sedimentológicas. Actas III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Tomo I:221-231.
- Vischi, N., Oggero, A., Correa, A.L., Suárez, S. 1999. Comunidades vegetales del Bosque Serrano y su asociación con factores edáficos (Sierra de Comechingones, Córdoba). *Bol. Soc. Argentina Bot.* 34 (1-2):107-112.
- Wayne, R., 1981. La evolución de glaciares de escombros y morenas en la cuenca del Río Blanco, Mendoza. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas IV*:153-166.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151-185. doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.
- Woolhiser, D.A. y D.L. Brakensiek. 1982. Hydrologic modeling of small watersheds. pp. 1-16. In: Haan, C.T., H.P. Johnson y D.L. Brakensiek (Eds.). *Hydrologic modeling of small watersheds. Monograph 5. American Society of Agricultural Engineering. St. Joseph, MI.*

-Yang, C.T., 1973. Incipient Motion and Sediment Transpor. *Journal of the Hydraulic Division, ASCE*, Vol. 99, n° HY 10, 1679-1704.

-Yang, C.T., 1984. Unit Stream Power Equation for Gravel, *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 1 10, n° 12, 1783-1797.

-Zaprowski, B.J., Pazzaglia, F.J. y E.B. Evenson, 2005. Climatic influences on profile and river incisión. *Journal of Geophysical Research*, Vol 110: 1-19.