

PEA  BERMEJO

PROGRAMA ESTRATÉGICO
DE ACCIÓN PARA LA CUENCA
BINACIONAL DEL RÍO BERMEJO



Generación y Transporte de Sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo

Caracterización y análisis de los procesos intervinientes

Generación y Transporte de Sedimentos
en la Cuenca Binacional del Río Bermejo
Caracterización y análisis de los procesos intervinientes

Generación y transporte de sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes.

- 1a ed. - Buenos Aires. COBINABE, 2010.

230 p. ; 27x22 cm.

ISBN 978-987-25793-7-1

1. Recursos Naturales. 2. Recursos Hídricos. 3. Desarrollo Sustentable.
CDD 333.91

Fecha de catalogación: 16/04/2010



PEA BERMEJO

PROGRAMA ESTRATÉGICO
DE ACCIÓN PARA LA CUENCA
BINACIONAL DEL RÍO BERMEJO

Generación y Transporte de Sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo

Caracterización y análisis de los procesos intervinientes



ARGENTINA



BOLIVIA

COMISIÓN BINACIONAL PARA EL
DESARROLLO DE LA ALTA CUENCA DEL RÍO
BERMEJO Y EL RÍO GRANDE DE TARIJA

COBINABE



FMAM - GEF
FONDO PARA
EL MEDIO AMBIENTE
MUNDIAL



PNUMA - UNEP
PROGRAMA DE LAS
NACIONES UNIDAS PARA
EL MEDIO AMBIENTE



OEA - OAS
ORGANIZACIÓN
DE LOS ESTADOS
AMERICANOS

Sumario

PRESENTACIÓN	11
PREFACIO	13
RESUMEN EJECUTIVO	17
EXECUTIVE SUMMARY	27
1. LA CUENCA DEL RÍO BERMEJO	37
1.1. Caracterización de la Cuenca del Río Bermejo	37
1.2. Información hidrosedimentológica	41
2. CUENCA ALTA DEL RÍO BERMEJO	57
2.1. Producción de sedimentos	57
2.2. Transporte sólido	88
2.3. Medidas de control de los procesos asociados con los sedimentos	97
3. CUENCA BAJA DEL RÍO BERMEJO	123
3.1. Análisis y caracterización de los mecanismos de transporte sólido	123
3.2. Estudio de la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo Inferior	137
3.3. Estudio de inundaciones por desborde del cauce principal del río Bermejo	153
3.4. Medidas de control de los procesos asociados con los sedimentos	161
4. EL RÍO BERMEJO Y LA CUENCA DEL PLATA	167
4.1. Influencia de la carga sedimentaria del río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata	167
4.2. Replicabilidad de los estudios del río Bermejo en la cuenca del Plata	194

5. CAMBIO CLIMÁTICO Y PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN LA ALTA CUENCA DEL RÍO BERMEJO	203
5.1. Tasa de producción de sedimentos con eventuales cambios en la variable climática	203
5.2. Aplicación de la metodología para el cálculo de producción de sedimentos con eventuales cambios climáticos	206
REFERENCIAS	213
SIGLAS Y ABREVIATURAS	225

Presentación

La Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija (COBINABE), conformada por representantes de los gobiernos de la República Argentina y del Estado Plurinacional de Bolivia, se complace en presentar a la comunidad internacional el Documento Final ***Generación y Transporte de Sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo - Caracterización y análisis de los procesos intervinientes***, elaborado en el marco del *Programa Estratégico de Acción para la Cuenca Binacional del Río Bermejo* (PEA Bermejo), una iniciativa de ambos países ejecutada durante el período 2001-2009, con financiamiento del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (FMAM).

La Cuenca Binacional del Río Bermejo, ubicada en el extremo austral de Bolivia, en el Departamento de Tarija, y en el norte de Argentina, donde abarca parte de las provincias de Chaco, Formosa, Jujuy y Salta, es una importante área de la macro-región

de la cuenca del Plata, caracterizada por una diversidad de condiciones topográficas y climáticas que ofrece importantes potencialidades en términos de desarrollo, pero condicionada por el protagonismo de activos e intensos procesos hidrológicos, geomorfológicos y ecológicos. A través de una visión integral de cuenca, de la gestión participativa y el respeto a los usos y costumbres de sus habitantes y de la sociedad civil organizada, la COBINABE procura alcanzar el desarrollo sostenible de su zona de influencia, mediante el aprovechamiento de los recursos naturales y el uso racional y equitativo de los recursos hídricos, catalizando y coordinando los esfuerzos municipales, provinciales, nacionales e internacionales destinados al progreso de la Cuenca, en el marco de un nuevo paradigma de desarrollo, cuyo núcleo principal es el respeto a la madre tierra y a los recursos naturales, buscando vivir bien y en armonía con la naturaleza.

En este sentido, la COBINABE, en nombre de

los beneficiarios y de los habitantes de la Cuenca del Río Bermejo en Argentina y Bolivia, agradece el compromiso y esfuerzo de cada una de las personas e instituciones que apoyaron este Programa Binacional y de los gobiernos nacionales, provinciales, departamental y municipales de ambos países que participaron en su ejecución. Asimismo, reconoce la valiosa cooperación y aporte del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), y de la Organización de los Estados Ame-

ricanos (OEA), a través de su Departamento de Desarrollo Sostenible, que colaboró en la ejecución del Proyecto.

Con la confianza de estar trabajando en el presente, pero pensando en el futuro, y con la firme convicción de continuar los esfuerzos de integración, respetando a los pueblos y a su diversidad cultural, esperamos lograr una mejor calidad de vida de las poblaciones de la Cuenca Binacional del Río Bermejo.

Eduardo Cavadini

Embajador

Primer Delegado por Argentina

Mónica Soriano López

Embajadora

Primera Delegada por Bolivia

Prefacio

Los gobiernos de Argentina y Bolivia, a través de la Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija (COBINABE), iniciaron en 1995 la formulación del Programa Estratégico de Acción de la Cuenca Binacional del Río Bermejo (PEA Bermejo), con el propósito de reducir los procesos de degradación ambiental y promover, por intermedio de las instituciones responsables, el desarrollo de la Cuenca Binacional e Interjurisdiccional del Río Bermejo. El Programa contó desde sus inicios con la cooperación de la Organización de los Estados Americanos (OEA), a través del Departamento de Desarrollo Sostenible, que actuó como agencia ejecutora regional, y del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), como agencia de implementación del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (FMAM), que aportó los recursos financieros para su ejecución.

Se realizó una primera etapa de formulación del

Programa (1997-2000), cuyos resultados se presentaron en el Diagnóstico Ambiental Transfronterizo (DAT) y el consiguiente Programa Estratégico de Acción para la Cuenca Binacional del Río Bermejo. El primero identificó y caracterizó los principales problemas ambientales y las causas básicas y directas de estos, en tanto que el segundo determinó las intervenciones necesarias para dar solución a los problemas identificados. Ambos documentos fueron publicados en mayo de 2000.

Las acciones estratégicas del PEA Bermejo comprendieron cuatro áreas: i) Desarrollo y Fortalecimiento Institucional para la Planificación y Gestión Integrada de la Cuenca; ii) Prevención, Protección y Rehabilitación Ambiental; iii) Desarrollo Sostenible de los Recursos Naturales; y iv) Concientización y Participación Pública. A su vez, las acciones se distribuyeron en 21 componentes y 136 proyectos, con un presupuesto estimado de US\$470 millones y un horizonte de planificación de 20 años. Del total

de proyectos identificados, se seleccionó un número reducido de aquellos considerados prioritarios para ser ejecutados en el corto plazo, como un elemento catalizador que dinamizara la ejecución del PEA de largo plazo, no solamente para abordar los aspectos más relevantes identificados en el DAT como causas básicas de los problemas ambientales, sino también como mecanismo que ayudara a desarrollar y consolidar el marco de cooperación, coordinación y monitoreo del total de las acciones comprendidas en el PEA. La implementación del PEA Bermejo de corto plazo se desarrolló en el período 2001-2009, y contó con el financiamiento del FMAM por un monto de US\$11.4 millones.

Este documento **Generación y Transporte de Sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo - Caracterización y análisis de los procesos intervinientes**, detalla la problemática relacionada con los sedimentos en la Cuenca, recogiendo las experiencias y estudios que sobre la materia se llevaron a cabo durante la ejecución del PEA Bermejo.

Edgardo Castellano
Presidente

*Comisión Regional del Río Bermejo
Director Nacional del PEA Bermejo por Argentina*

El documento es de carácter técnico, y se presenta a la comunidad técnica y científica como un aporte del proyecto PEA para dar a conocer las características del Río Bermejo y su funcionamiento hidrosedimentológico.

La Comisión Regional del Río Bermejo (COREBE) en Argentina y la Oficina Técnica Nacional de los Ríos Pilcomayo y Bermejo (OTNPB) en Bolivia, ambas en su calidad de Secretaría de la COBINABE se sienten muy complacidas de haber participado en el desarrollo e implementación del PEA Bermejo, que ha permitido establecer instrumentos prácticos para promover la gestión ambiental y mejorar la capacidad de las organizaciones locales para participar e influir positivamente en los procesos de desarrollo de la Cuenca y sus áreas de influencia.

Se espera que este esfuerzo, y las lecciones aprendidas como resultado de la experiencia, puedan servir de modelo para el diseño y la ejecución de otros planes de manejo ambiental y desarrollo en la región.

Alejandro Romero

Director General Ejecutivo

*Oficina Técnica Nacional de los Ríos Pilcomayo y Bermejo
Director Nacional del PEA Bermejo por Bolivia*



Resumen Ejecutivo

La Cuenca del Río Bermejo abarca una superficie aproximada de 123.000 km², desarrollándose sus nacientes en las provincias argentinas de Salta y Jujuy, y en el departamento de Tarija, en la República de Bolivia. De la superficie total, aproximadamente 50.000 km² constituyen la parte hidrológicamente activa, llamada *Alta Cuenca* o *Cuenca Superior*, con cursos de agua de características de montaña. A continuación se desarrollan las *Cuencas Media y Baja* (llamadas también en su conjunto *Cuenca Inferior*), en la zona limítrofe entre las provincias de Chaco y Formosa, en Argentina como un corredor con dirección NO - SE de unos 90 km de ancho, con características de llanura hasta la desembocadura en el río Paraguay.

Desde el punto de vista hidrológico, la Cuenca del Bermejo presenta un prolongado período de recesión y otro muy acotado de elevados caudales provenientes de las intensas lluvias del período estival. En cuanto al régimen de lluvias, la Cuenca

presenta valores medios anuales de precipitación por encima de los 1.200 mm hacia los extremos, con una disminución hacia su centro, por debajo de los 600 mm.

El caudal líquido medio anual, aguas abajo de la unión del Bermejo con el San Francisco, es de 446 m³/s, lo que representa el 2.5 % del módulo del río Paraná en Corrientes. En contraste, es muy superior el aporte de caudal sólido; considerando la serie completa de aforos sólidos en suspensión, el aporte sólido del Bermejo al Paraná constituye cerca del 75 % del total de dicho río, porcentaje que crece si se consideran las últimas décadas, debido a la ejecución de presas en Brasil. La alta producción de sedimentos en su Cuenca resulta pues el rasgo característico del río Bermejo, que aporta 100 millones de toneladas anuales de sedimentos al sistema Paraguay-Paraná-Delta y río de la Plata.

Entre los ríos de la Alta Cuenca del Río Bermejo merecen especial mención el río Pescado, cuyo

afluente principal es el río Iruya, de elevada tasa de producción de sedimentos (10.000 tn/km²/año), y el río San Francisco, formado por los ríos Lavayén y Grande de Jujuy, siendo este último el que atraviesa la Quebrada de Humahuaca.

Mientras la Alta Cuenca es una zona montañosa con cauces y divisorias de aguas perfectamente definidas y con fuertes pendientes de fácil erosión, las Cuencas Media y Baja del Río Bermejo se desarrollan en zonas de llanura (llanura chaqueña), sin límites precisos. En estos tramos, el río no presenta prácticamente afluentes, sino que va acompañado longitudinalmente por numerosos cauces abandonados o intermitentes.

La característica de alta tasa de generación y transporte de sedimentos, y las consecuentes restricciones al aprovechamiento de los recursos hídricos, fue clave en la definición de las áreas estratégicas y acciones del Programa de Acción Estratégico para la Cuenca Binacional del Río Bermejo (PEA Bermejo), que fuera ejecutado por la Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y Río Grande de Tarija (Cobinabe), durante el período 2001-2009. Un componente importante de estas acciones fue la implementación de una red de información hidrosedimentológica, que permite la medición de parámetros de interés para el estudio de los procesos observados en la cuenca, incluyendo niveles líquidos, caudales líquidos y sólidos y precipitaciones. Asimismo, se implementaron diversas medidas estructurales y no estructurales para el control de sedimentos, con marcado éxito a nivel local, y se desarrollaron importantes estudios orientados a expandir la base de conocimiento sobre la temá-

tica, cuyos resultados principales se plasman en esta publicación.

Producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo

Habida cuenta de la importancia de la producción de sedimentos en la Alta Cuenca, ya sean generados por erosión superficial como por procesos de remoción en masa, y ante la escasez de datos básicos para cuantificarla, se desarrollaron metodologías y modelos que permitieran predecir órdenes de magnitud de la producción de sedimentos, convenientemente validados por contraste con mediciones de caudales sólidos y análisis de batimetrías de embalses.

Se seleccionó la metodología de Gavrilovic para el cálculo de la producción de sedimentos por procesos lentos en cuencas de ríos de montaña. La misma estima la cantidad de material producido por erosión superficial en una cuenca, el cual es transportado a la sección del río que la define. Es un método empírico que permite calcular tanto el volumen de sedimento producido por erosión y transportado a la sección de cierre de la cuenca, como el producto de la producción media anual de sedimento por erosión superficial y el coeficiente de retención de sedimentos.

Pudo comprobarse la buena respuesta de la metodología de Gavrilovic para estimar la producción de sedimentos en diversas zonas de montaña de Sudamérica, y en particular en Argentina, en la región del noroeste y en la Patagonia. Permite además efectuar análisis predictivos para distintos escenarios de las variables en juego (vegetación,

precipitación, cambio climático).

Sobre los procesos de remoción en masa en la Alta Cuenca del Bermejo (de muy difícil cuantificación) se elaboró un mapa de susceptibilidad a la generación de este tipo de fenómenos, del que se concluyó que las regiones de la Alta Cuenca más susceptibles a estos procesos son las cabecezas del río Pescado, las del río Iruya y los afluentes del río Grande de Jujuy en la zona de la Quebrada de Humahuaca. En estas zonas se presentan frecuentemente procesos de flujos densos o hiperconcentrados, temática que fue abordada por su importancia tanto desde el punto de vista del conocimiento del fenómeno en sí, como del desarrollo de metodologías de diseño de obras sometidas a la acción de este tipo de flujos, que provocan, en general, solicitaciones de magnitudes superiores a las correspondientes a flujos de agua cargados de sedimentos. Más allá de las investigaciones básicas sobre el tema de los flujos densos, la hidráulica de ríos apunta a las aplicaciones prácticas en el campo de la ingeniería relacionadas con este tipo de fenómenos, las cuales necesitan imperiosamente de la cuantificación de los procesos. Así, los desarrollos que parten de conocer la física del problema, analizando las fuerzas en juego, y planteando ecuaciones que resuelvan la dinámica del problema, resultan los más adecuados. Aún cuando la aplicación de los modelos surgidos de estas metodologías es todavía difícil, debiendo recurrirse al empirismo para la resolución de casos prácticos, el conocimiento del comportamiento cualitativo de los flujos densos que se adquiere a partir de su desarrollo constituye una base fundamental frente a un problema de ingeniería concreto con necesi-

dad de ser resuelto como es el del río Bermejo. Se realizó una aplicación práctica en la zona del río Colanzulí–Iruya, que incluyó desde formulaciones empíricas hasta modelos numéricos desarrollados para este tipo de flujos.

Siempre en el ámbito de la Alta Cuenca del Bermejo, merece destacarse la temática del transporte sólido en ríos de montaña que fue analizado en el proyecto PEA Bermejo. La necesidad de evaluar el transporte sólido en ríos de granulometría extendida, como lo son los ríos de montaña, llevó al desarrollo de un programa específico elaborado en el marco de los estudios: el Programa ANDES, desarrollado para el estudio de la evolución morfológica de ríos de montaña. Este modelo se utilizó para el proyecto de diferentes obras de control de erosión en la Alta Cuenca, ya sean estructurales como no estructurales.

La metodología implementada en el marco del PEA para la determinación de la producción de sedimentos por erosión superficial en cuencas de ríos de montaña fue aplicada exitosamente en la Alta Cuenca del Bermejo, y replicada exitosamente en otras zonas montañosas de Sudamérica, incluyendo el noroeste Argentino, Patagonia Argentina, y la Alta Cuenca del río Pilcomayo, en Bolivia.

La tipología de obras de control de erosión en cauces de la Alta Cuenca es muy similar a la de todo el noroeste argentino, se ejemplifica mediante fotografías en el libro. Allí puede verse que las obras son variadas tanto respecto de los problemas a resolver como de las tipologías propuestas. Se tienen así obras de protección de márgenes materializadas mediante espigones u obras longitudinales como recubrimientos y muros marginales, y obras trans-

versales destinadas a estabilizar lechos en ríos con altas tasas de transporte de sedimentos como en el caso del Colanzulí-Iruya y a controlar torrentes.

El caso de obras de control de torrentes en la Alta Cuenca fue tratado con particular detalle, también sobre la cuenca del Colanzulí-Iruya. Se presenta una metodología para la ejecución de este tipo de obras sobre la base del modelo morfológico de ríos de montaña y consideraciones sobre flujos de barro.

A la hora de analizar las obras de control de sedimentos con el objetivo de reducir significativamente la cantidad de sedimentos aportados al sistema, debe decirse que no se identificaron medidas factibles de manejo en la Alta Cuenca del Bermejo que afecten sustantivamente el monto de sedimentos generados. Desde este punto de vista, y en las zonas más productoras de sedimento por cualquier fuente, puede decirse que, en el estado actual, la Alta Cuenca del Bermejo no está afectada por la acción antrópica.

Esta conclusión debe tomarse en el contexto de la influencia de los sedimentos del Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata. Lo dicho no implica que problemas puntuales, de alcance local relacionados con procesos de producción de sedimentos en cualquier punto de la Cuenca, no puedan resolverse mediante medidas estructurales y/o no estructurales factibles desde todo punto de vista, que cumplan su objetivo local específico.

Otro tema de interés tratado en el libro es el de los procesos asociados a la presencia de embalses. Los embalses en ríos con altas tasas de transporte de sedimentos han tenido inconvenientes relacionados con colmataciones del vaso a un ritmo superior al evaluado en el proyecto. Tal es el caso del

embalse San Jacinto en Bolivia y de varios otros en la zona noroeste de la Argentina. Se plantea en el libro la modelación de la sedimentación de embalses con modelos numéricos sencillos, así como la modelación de los procesos de erosión aguas abajo. Se presentan aplicaciones al río Grande de Jujuy, y en las presas proyectadas en Las Pavas, Arrazayal y Cambarí. La posibilidad de construcción de presas de embalse en la Alta Cuenca del Bermejo para cualquier uso está asociada a un adecuado manejo de los sedimentos, que debe estar previsto desde la concepción de la obra. Políticas de operación de limpieza de embalses, asociadas a su aprovechamiento, redundarán en una mayor vida útil del mismo en condiciones ambientalmente aceptables.

Análisis y caracterización de los mecanismos de transporte sólido en el río Bermejo Inferior

Este análisis se realizó con el objetivo de comprender el régimen hídrico y la dinámica fluvio-morfológica del río Bermejo en su Cuenca Baja o Inferior, estimando la magnitud del transporte de sedimentos en relación con los procesos de erosión y depósito observados, como así también las frecuencias y magnitudes asociadas a desbordes e inundaciones provocadas por las crecidas.

Se realizó una caracterización morfológica y sedimentológica del río sobre la base de datos de campo, recopilados y relevados en el marco del proyecto, consistentes en caudales líquidos y sólidos, secciones transversales del río, granulometrías del material del lecho y del sedimento suspendido.

Debe resaltarse el hecho de que el material transportado por el río en este tramo, tanto en

fondo como en suspensión, es muy fino constituido fundamentalmente por limos. Se identificó una diferencia en la composición granulométrica del lecho del río en función de su estado; en situación de crecida, el Bermejo Inferior se comporta como un río de arenas muy finas. Los limos encontrados en abundancia en los muestreos superficiales durante aguas bajas son depositados en los meses posteriores al período de aguas altas, y son los que dan la configuración definitiva a las secciones.

Por comparación de aforos en las estaciones El Yacaré y El Colorado, se arribó a una importante conclusión cualitativa acerca del funcionamiento hidrosedimentológico del río: los altos caudales pueden generar resuspensiones del material del lecho del río, de magnitud tal que son advertidas por las mediciones. Luego del pasaje de los picos, se producen procesos de sedimentación que, en condiciones ordinarias de caudal, restablecen aproximadamente la forma y cota de la sección transversal.

La base de los conceptos antes comentados permitió abordar el estudio de la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo Inferior. En este contexto, se implementó un modelo morfológico unidimensional, el MIKE 11, software desarrollado por el *Danish Hydraulic Institute* (DHI). Con la aplicación de este modelo quedó confirmado que tanto las erosiones del lecho durante los picos de las crecidas, como las deposiciones en las mismas secciones en las zonas de recesión de los hidrogramas, resultan bien explicadas utilizando ecuaciones que calculan el transporte total de arenas.

El modelo pudo ser validado para distintos escenarios de crecida y de niveles del lecho, lo que permitió resaltar la importancia de los desbordes del

río, que además constituyen un fenómeno natural.

El estudio fluviomorfológico del río Bermejo Inferior se completó con el análisis de la morfología en planta del río y su impacto en la infraestructura vial. Los movimientos en planta del río Bermejo inferior son famosos mundialmente por el desarrollo de sus meandros. Este complejo fenómeno físico tridimensional presenta cierto grado de dificultad a la hora de tratar de desarrollar una herramienta de cálculo que permita caracterizar y predecir estos meandros, tarea que se llevó a cabo dada la importancia que tiene la evolución de meandros en relación con la afectación de infraestructura vial, ferroviaria, productiva y social en la Cuenca. Concretamente, se aplicó un modelo específico de evolución de meandros a la morfología en planta del río Bermejo y su impacto en la infraestructura, con una aplicación directa en el puente de Puerto Lavalle, sistemáticamente afectado por procesos erosivos en ambas márgenes.

Se efectuaron estudios de base de tratamientos de imágenes, geomorfológicos e hidráulicos necesarios para la implementación y uso del modelo. El modelo utilizado fue el RVR Meander, desarrollado para caracterizar y analizar la migración de meandros en ríos. Se verificó la existencia de un fenómeno de apilamiento de meandros aguas arriba del puente, generado por la restricción que éste produce. Aguas abajo del puente se desarrolla un proceso inverso: en un tramo extenso del río no se observan migraciones laterales. Con la aplicación del modelo se predijeron correctamente situaciones de evolución de meandros conocidas, a pesar de la limitación del modelo que no puede resolver cortes de meandros.

No obstante, se cuenta con una herramienta de predicción para estudiar las tendencias evolutivas en ríos de características semejantes a las del Bermejo Inferior. Los desarrollos presentados son relevantes para la caracterización de ríos del tipo del estudiado y para la consideración de los procesos morfológicos, que se desarrollan ante la presencia de estructuras transversales a la corriente en ríos con meandros.

Como se señalara anteriormente, el tema de las inundaciones por desborde del cauce principal del río Bermejo Inferior es recurrente en la zona. Se realizó un análisis de determinación de caudales de desborde en la Cuenca Inferior. Las importantes implicancias asociadas a los desbordes, que se producen en mayor o menor medida en los períodos de crecida del río, hacen necesario estudiar sus características. Se analizó para qué caudales ingresantes desde la Alta Cuenca pueden producirse desbordes en la Cuenca Inferior, y se cuantificaron volúmenes de desborde a partir de los registros históricos. La zona que presenta los mayores volúmenes desbordados corresponde al interfluvio Bermejo-Bermejito.

En lo que hace a las medidas de control de los procesos asociados con los sedimentos en la Cuenca Inferior, el panorama es en general similar a la Alta Cuenca, con la particularidad de la notable presencia de meandros de gran actividad morfológica.

El río Bermejo y la cuenca del Plata

Uno de los objetivos de los estudios realizados en el marco del PEA Bermejo fue el análisis de la influencia de la carga sedimentaria del río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata.

Ya se ha expresado que el rasgo más saliente de la Cuenca del Río Bermejo lo constituye la gran cantidad de sedimentos generados en la misma, que la ubican entre las más altas tasas de sedimento producido por unidad de área en el mundo. Estudios antecedentes consignan que el aporte de los sólidos suspendidos del río Bermejo a ese tipo de carga sólida en el río Paraná (a la altura de Corrientes) constituye el casi el 75 % del total si se considera toda la serie de registros disponibles, y aumentando este porcentaje si se analizan los últimos años.

Del total señalado, aproximadamente el 80% de la carga en suspensión aportada al Bermejo Superior en la Junta de San Francisco proviene de la subcuenca Bermejo Superior y el 20 % restante de la subcuenca San Francisco. Considerando la serie de aforos sólidos en Pozo Sarmiento y en Caimancito se obtuvieron, para la primera, un transporte en suspensión medio de 70.508.100 toneladas al año (79%) y, para la segunda, uno de 18.901.200 toneladas anuales (21%), lo que totaliza 89.409.300 toneladas anuales.

Debe señalarse que aproximadamente en los últimos 30 años se aprecia una disminución de la carga de lavado en el Paraná, generada presumiblemente por las presas construidas sobre el río Paraná en Brasil. Estas circunstancias generan que los sedimentos entregados por el río Bermejo al río Paraná tengan un mayor peso en el total de los sedimentos transportados por este río, siendo el porcentaje actual correspondiente al Bermejo de alrededor del 80-85 % del total.

Se analizó la influencia de la carga sedimentaria del río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata, efectuándose balances de aportes sólidos

en el sistema a partir de la información básica disponible en las estaciones de la red. Puede decirse que, considerando a la estación Itatí como representativa de las condiciones del río Paraná aguas arriba de la confluencia con el Paraguay y a Puerto Pilcomayo en el Paraguay, mostraron que, en valores medios, el Bermejo aporta el 81% de la carga sólida total del río Paraná (sección túnel) y el Paraguay aporta el 6%.

Se analizó también el balance de material transportado en suspensión a través del sistema Bermejo, a partir de los caudales sólidos. En este caso, resulta dificultoso dar valores definitivos y realistas de los aportes sólidos correspondientes a los principales afluentes de la Alta Cuenca, especialmente debido a la diferente longitud de los registros disponibles y a su no simultaneidad. No obstante, se hicieron varias aproximaciones a partir de la recopilación de datos históricos.

A modo de conclusión sobre este tema, puede decirse que los análisis efectuados confirmaron la validez de las proporciones presentadas respecto de los aportes de los afluentes del río Bermejo Superior. Debe señalarse que dichas proporciones y, en mucha mayor medida, los montos de sedimentos en juego, dependen fuertemente del período de estudio utilizado. Se confirma al río Iruya como el principal aportante de sedimentos en suspensión de la Cuenca del Río Bermejo.

Caracterizados los aportes del río Bermejo en la Alta Cuenca hacia la Cuenca Inferior, se analizaron sus características y su comportamiento en el sistema Paraguay-Paraná-Delta y río de la Plata.

Los sedimentos que el río Bermejo Superior entrega en Junta de San Francisco se componen de

un 75% de finos (arcillas y limos, especialmente estos últimos) y un 25 % de arenas. Ya en la Cuenca Inferior, en El Colorado, la proporción de arena en suspensión varía entre un 10 y un 20 %, en promedio, de la carga total suspendida. La fracción fina está fundamentalmente compuesta por limos. La concentración de los sedimentos suspendidos del río Paraná sufre un notorio incremento aguas abajo de la confluencia con el Paraguay. Como este río no tiene un transporte en suspensión significativo antes de recibir al Bermejo, se verifica que es éste último el causante de dicho incremento.

Los diferentes tipos de material en suspensión que se incorporan al cauce principal del Paraná en su tramo medio, son mezclados por el río de una manera tal que conforman un sedimento suspendido polimodal, pobremente seleccionado, excepto cuando se transportan los picos de concentración aportados por el Bermejo.

Como primera aproximación, puede decirse que los sedimentos finos transportados en suspensión por el río Paraná sólo encuentran condiciones generales favorables de deposición al llegar al río de la Plata y sus canales de navegación. No obstante, es conocido que las fracciones más finas (limos y arcillas) transportadas en suspensión constituyen buena parte de los depósitos que habitualmente, durante los períodos de desborde, sedimentan sobre las planicies de inundación del Paraná medio e inferior a través de diversos mecanismos, conformando y renovando los estratos superficiales de estas últimas. En este contexto, se ha reportado que, efectuando un balance, la carga de lavado queda en parte retenida en la extensa planicie aluvial que se extiende sobre la margen derecha del cauce

principal. La fracción retenida estaría directamente relacionada con el caudal sólido del río Bermejo. Del este último, tal como se ha expresado a lo largo del libro, proviene el principal suministro de sedimento fino al sistema del río Paraná aguas abajo. La situación expuesta resulta de suma importancia a la hora de plantear prácticas de control de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo, las que deberán ser cuidadosamente estudiadas para no alterar el sistema fluvial.

En cuanto al transporte de arenas en el Paraná, tanto en suspensión como por arrastre de fondo, puede computarse a partir de fórmulas de transporte a capacidad saturada. Las predicciones dadas por la expresión de Engelund-Hansen (Vanoni, V.; 1975) son sumamente confiables para este río, y su aplicación para condiciones medias del mismo arroja un valor de transporte total de arenas de 25 millones de toneladas anuales.

En los canales de navegación del río de la Plata se encuentran altas proporciones de limos en las muestras del lecho que demuestran que, recién en estas zonas, las condiciones de velocidad de la corriente son tales que permiten el depósito de los sólidos suspendidos. Los diámetros medios de las muestras de lecho extraídas del canal Mitre (19 μm), canal de acceso (10 μm) y canal Punta Indio (10 μm) confirman lo expresado. En resumen, puede decirse que el seguimiento de los sedimentos producidos en la Alta Cuenca del Río Bermejo, en primer lugar a través de su Cuenca Inferior, pasando luego por el Paraguay y el Paraná, para llegar al río de la Plata, efectuado principalmente sobre la base de características granulométricas, permite confirmar que los sedimentos volcados por el río

Bermejo al sistema son en gran medida los que se depositan en la zona del delta del Paraná y en los canales del río de la Plata. Análisis mineralógicos de los sedimentos, a partir del estudio de la fracción arcilla de los sedimentos suspendidos en una corriente, arrojan resultados en el mismo sentido.

Hasta aquí se ha analizado el comportamiento del sistema hasta prácticamente la desembocadura del río Paraná en la zona del Delta. Como se ha señalado, el transporte de sedimentos del río Paraná se compone en general de arenas y de limos, con menor proporción de arcillas.

Los limos y las arcillas son transportados por el río Paraná como carga de lavado. No existen límites prácticos para la cantidad de sedimento conducido por la corriente de agua en este modo de transporte. Debe recordarse que, en todos los análisis efectuados a lo largo del estudio, se ha considerado como carga de lavado a la fracción fina (limos más arcillas) del transporte en suspensión medido en las estaciones de aforos sólidos utilizadas, aunque esto no es estrictamente cierto.

El río Paraná recibe un aporte de material sólido en suspensión que puede considerarse del orden de 100 millones de toneladas anuales. De acuerdo con lo ya expresado puede considerarse, como base para el análisis, que el total constituye el aporte de fracción fina (fundamentalmente limos) del río Bermejo. En cuanto a la densidad de los depósitos de limo, puede tomar un valor variable entre 1.100 y 1.600 kg/m^3 , dependiendo del diámetro de las partículas, el tipo de sedimento y el tiempo de consolidación/deposición.

En la zona del Delta del Paraná, los cambios fluviomorfológicos se relacionan en gran parte con

los desbalances de masa de sedimento entrante y saliente de una zona o tramo de río. Para la realización de este análisis es conveniente discutir separadamente la mecánica de las arenas, por un lado, y la de los limos y arcillas, por el otro.

El lecho de los cauces principales es de arena, y el transporte de dicho material se realiza a una tasa correspondiente a la capacidad de saturación, lo cual implica que si se produce un déficit en un aporte del sistema superior será completada siempre por aportes sólidos tomados del lecho del río.

Para el análisis de la deposición de limos y arcillas resulta conveniente caracterizar el comportamiento del sistema en aguas bajas y en aguas altas.

En el caso de aguas bajas, los limos son transportados como carga de lavado junto con la corriente de agua. En esta condición, las aguas fluyen por los cursos del sistema en forma encauzada, existiendo algunas pérdidas del material de la carga de lavado en brazos transversales y cuerpos de agua laterales, tales como lagunas y dársenas portuarias, donde se dan las condiciones de velocidad de la corriente que permiten su deposición. Consecuentemente, puede decirse que el limo es conducido con una eficiencia alta a la desembocadura de los cauces fluviales en el río de la Plata.

En el caso de aguas altas, se produce un intercambio entre el agua de los cauces y las masas de agua que inundan las planicies e islas del Delta. Cuando una masa de agua con carga de lavado ingresa en zonas inundadas de muy baja velocidad, se produce la deposición de dichos materiales, contribuyendo de ese modo al crecimiento del Delta.

En cuanto a la tasa de avance del frente del Delta, cabe indicar que, en la situación actual, es

del orden de 100 metros/año. El último eslabón de este análisis lo conforma el río de la Plata.

El río de la Plata Superior es la zona de mayor actividad fluviológica. En particular se produce el relleno del lecho debido a la deposición de limos en el fondo del estuario y la formación de bancos de materiales limosos en el frente del Delta.

Los materiales dragados en los canales de navegación son casi exclusivamente limos. Para la transformación a peso se ha considerado una densidad de 1.350 kg/m^3 . En el río de la Plata Medio existe aproximadamente un equilibrio entre el sedimento entrante y saliente. Consecuentemente no se producen grandes cambios fluviomorfológicos en esta zona.

En lo que se refiere al río de la Plata Exterior, allí se ubica la llamada Barra del Indio. Esta constituye una elevación del lecho en la boca exterior del río de la Plata que se produce debido a la decantación en aguas salobres de las partículas más finas de la carga de lavado proveniente del río Paraná.

Replicabilidad de los estudios del río Bermejo en la cuenca del Plata

En el marco de las acciones de replicabilidad del PEA Bermejo, se analizaron los enfoques metodológicos utilizados en un contexto regional, buscando evaluar el uso y validez de los estudios desarrollados en el Bermejo en la cuenca del Plata. Los análisis determinaron que los estudios de producción de sedimentos en la Alta Cuenca pueden ser replicados en varias zonas de la cuenca del Plata, las cuales fueron identificadas. Debe considerarse que la cuenca del Plata abarca una extensa superficie que

complica la extrapolación de técnicas generadas en zonas más acotadas. No obstante, los resultados obtenidos son satisfactorios. Otros productos, a priori replicables, son el modelo morfológico unidimensional del río Bermejo Inferior y el modelo bidimensional de evolución de meandros aplicado al río Bermejo en Puerto Lavalle, entre otros.

Utilizando los desarrollos efectuados sobre el tema de producción de sedimentos, y dada la importancia del asunto, se analizó el cambio de la tasa de producción de sedimentos en la Alta Cuenca, ante eventuales cambios en la variable climática.

Sabido es que los escenarios climáticos son representaciones acerca del clima futuro a partir de suposiciones sobre emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) y de otros contaminantes según el conocimiento científico actualizado sobre el efecto que tendrá el aumento de las concentraciones de estos gases sobre el clima global que describen cómo se modificará el clima del planeta como consecuencia de la alteración de la composición de la

atmósfera resultante de las actividades humanas. Se usaron los resultados de los modelos climáticos globales para obtener los patrones de isohietas e isotermas en la Alta Cuenca para los escenarios disponibles. Para la cuantificación de los cambios en la producción de sedimentos se utilizó la ya explicada metodología de Gavrilovic.

Como conclusión, puede decirse que, en efecto, los eventuales cambios climáticos futuros en las variables de precipitación y temperatura alteran la producción de sedimentos por erosión hídrica superficial en la Alta Cuenca del Río Bermejo. Debe analizarse, además de los cambios en precipitaciones y temperaturas, la forma en que los cambios en las variables climáticas pueden afectar otros factores de importancia en la determinación de la producción de sedimentos, como ser la cobertura vegetal, entre otros. Cambios en las variables climáticas pueden afectar drásticamente estos parámetros y, consecuentemente, los valores de producción de sedimentos serán afectados.

Executive Summary

The Bermejo River Basin covers an approximate area of 123,000km², developing its headwaters in the Argentine provinces of Salta and Jujuy, and in the Department of Tarija, in Bolivia. Of the total area, approximately 50,000km² are hydrologically active, called *High* or *Upper Basin*, with characteristics of mountain rivers watercourses. Then, the *Middle* and *Lower Basins* (also called Lower Basin as a whole), developed along the border between the provinces of Chaco and Formosa, as a NW / SE corridor about 90km wide, with characteristics of a plain up to the mouth of the Paraguay River.

From a hydrological view, the Bermejo Basin presents an extended period of recession and a limited period with high flows derived from heavy rains of the summer period. As for rainfall, the Basin presents mean annual precipitation values above 1,200mm at the ends, decreasing toward its center, below 600mm.

The average annual liquid flow downstream of the junction of the Bermejo River with San Francisco River is 446m³/s, representing 2.5% of the module of the Parana River in Corrientes. In contrast, the supply of solid flow far exceeds said number. Considering the full range of suspended solids discharge measurements, the solid contribution to the Paraná by the Bermejo is about 75% of the total of such river, a figure which grows if recent decades are considered due to the execution of reservoirs in Brazil. The high production of sediments in the basin is the result of the distinctive feature of the Bermejo River, which contributes about 100 million tons of sediments annually to the Paraguay-Paraná-Delta and Río de la Plata system .

Among the rivers of the Upper Bermejo River Basin, the Pescado River deserves special mention. Its major tributary is the Iruya River, with high sediment yield (10,000Tn/km²/annually) and the San Francisco river, formed by the rivers Lavayen and

Grande de Jujuy, the latter being the river passing through Quebrada de Humahuaca.

While the Upper Basin is a mountainous area with streams and clearly defined watersheds as well as easily eroded steep slopes, the Middle and Lower Basins of the Rio Bermejo develop in lowland areas (Chaco plain), without precise limits. In these sections, the river has virtually no tributaries, but is longitudinally accompanied by numerous abandoned or ephemeral river beds.

The high levels of sediment generation and transportation, and the resulting restrictions to water use, were key in the definition of the strategic areas and actions of the Strategic Action Program for the Binational Basin of the Bermejo River (SAP Bermejo), executed during 2001-2009 by the Binational Commission for the Development of the Upper Bermejo and Grande de Tarija River Basins. An important aspect of these actions was the implementation of a basin-wide hydrosediment information network, allowing for the measuring of parameters of interest for the study of the processes observed in the Basin, including liquid level, solid and liquid river flows, and precipitation. Similarly, several structural and non-structural measures for sediment control were implemented, with highly successful rates at the local level, and important studies conducted to expand the knowledge base on this issue, the results of which are being presented in this publication.

Production of sediments in the Upper Bermejo River Basin

Given the importance of sediment production in the Upper Basin, whether generated by surface

erosion processes as landslides, and upon the lack of baseline data to quantify it, methodologies and models were developed in order to predict orders of magnitude of sediment production, properly validated by contrast with solid flows and analysis of reservoir bathymetry.

The Gavrilovic method was selected for calculating sediment production by slow processes in mountain river basins. This method estimates the amount of material produced by surface erosion in a watershed, which is transported to the section of river defining such watershed. It is an empirical method that can assess both the volume of sediment produced by erosion and transported to the closing section of the basin as the product of the average annual production of sediment by surface erosion and the retention coefficient sediment.

The good response of the Gavrilovic method for estimating sediment production in different mountain areas of South America, and particularly in Northwest Argentina and Patagonia could be proved. It also allows making predictive analysis for different scenarios of the variables involved (vegetation, rainfall, climate change.)

On the processes of landslides in the Upper Bermejo Basin (very difficult to quantify), a map of susceptibility to the generation of such phenomena was produced, coming to the conclusion that Upper Basin regions most susceptible to these processes are the headwaters of the rivers Pescado and Iruya and the tributaries of the Rio Grande in Jujuy in the area of Quebrada de Humahuaca. In these areas, processes of dense or hyper-concentrated flows are frequently observed. This issue was dealt with due to its impor-

tance, both from the standpoint of understanding the phenomenon itself and the development of design methodologies of works subject to the action of this type of flows, resulting generally, in solicitations of magnitudes higher than those for flows of sediment-laden water. Beyond basic research on the topic of dense flows, the river hydraulics aimed at practical applications in the field of engineering related to this phenomenon, which desperately need the quantification of processes. Thus, the developments that are based on known physics of the problem, analyzing the forces at play, and considering equations to solve the dynamics of the problem, are the most suitable. Although the application of the models arising from these methods is still difficult, having to recourse to empiricism for the resolution of practical cases, knowledge of the qualitative behavior of dense flows obtained from its development, is an essential base against a specific engineering problem which needs to be solved as in the Bermejo River. A practical application in the area of the river *Colanzulí-Iruya* was developed, ranging from empirical formulas to numerical models developed for this type of flows.

Within the framework of the Upper Basin, it is noteworthy the solid transport in mountain rivers; a topic analyzed in the SAP Bermejo project. The need to assess the solid transport in extended particle size rivers such as mountain rivers led to the development of a specific program within the framework of the studies: ANDES Program developed to study the morphological evolution of mountain rivers. This model was used for the project of different erosion control works in the Upper

Basin, either structural or non-structural.

The methodology developed within the framework of the SAP Bermejo for sediment production by superficial erosion in mountain river basins, was successfully applied in the Upper Basin of the Bermejo River, with results validated with field data, and replicated successfully in other mountain zones of South America, including the northwest of Argentina, the Patagonia in Argentina, and the Upper Pilcomayo Basin in Bolivia.

The types of erosion control works in beds of the Upper Basin are very similar to those of the entire northwestern Argentina, and are illustrated with photographs in the book. There you can see that the works are varied both in terms of problems to solve as well as for the proposed types. Thus, we have bank protection works by breakwaters and other longitudinal works such as coverings and marginal walls, and cross-bed works to stabilize river beds with high sediment transport rate, as in the case of *Colanzulí-Iruya*, as well as to control streams.

The case of torrent control works in the Upper Basin was treated in detail, also on the *Colanzulí-Iruya* Basin. A methodology for implementing this type of work is presented, based on morphological model of mountain rivers and considerations on debris flows.

At the time of assessing the sediment control works in order to significantly reduce the amount of sediments contributed to the system, it should be noted that feasible handling measures in the Upper Basin of the Bermejo that substantially affected the amount of sediments were not observed. Accordingly, it can be said that, under

present conditions, the Upper Basin of the Bermejo is not affected by the anthropic action in the areas of a higher amount of sediments produced by any source.

This conclusion should be considered in the context of the influence of the sediments of the Bermejo in the Paraguay-Paraná-Río de la Plata system. However, the foregoing does not mean that specific local problems related to the processes of sediment production at any point of the Basin cannot be solved through structural and/or non structural measures. According to any point of view, such measures are able to meet any specific local objective.

Other topic of interest covered in the book is the process associated with the presence of reservoirs. Reservoirs on rivers with high sediment transport rates have had drawbacks associated with silt-in processes at a faster rate than the one evaluated in the project. Such is the case of San Jacinto Reservoir in Bolivia, and of several others in the northwest of Argentina. The book also raised the issue of modeling the sedimentation of reservoirs with simple numerical models, as well as modeling erosion processes downstream. Applications are presented to the Rio Grande in Jujuy, and in planned dams in *Las Pavas*, *Arrazayal* and *Cambarí*. The possibility of construction of dams and reservoirs in the Upper Bermejo Basin for any use is associated with adequate management of the sediments, which should be included since the conception of the work. Policies of cleaning operation of reservoirs, associated with their use, will enhance the life of the reservoir under environmentally acceptable conditions.

Analysis and characterization of solid transport mechanisms in the Lower Bermejo River

It was made to understand the water regime and fluviomorphological dynamics of the Lower Bermejo River Basin, estimating the magnitude of sediment transport in relation to processes of erosion and deposits observed, as well as the frequencies and magnitudes associated with overflows and flooding caused by river level raisings.

A morphological and sediment description of the river was performed based on field data collected and surveyed under the project, consisting of liquid and solid flows, cross-sections of the river, bed material particle size and suspended sediment.

It should be noted that the material carried by the river in this section, both at the bottom and in suspension, is very thin (mainly silt). We found a difference in grain size of riverbed depending on the state of the same, under flood situations, the lower Bermejo River behaves like a very fine sand river. The silts found in a large quantity in the surface sampling during low water, are deposited in the months following the high water period, and such silts give the final configuration to the sections.

By comparison of gauging at *El Yacare* and *El Colorado* stations, an important qualitative conclusion has been drawn about the hydrosedimentological operation of the river: large flows can generate resuspension of the riverbed material, of such magnitude that they are warned by the measurements. After the passage of peaks, sedimentation processes that, under ordinary flow conditions, restore the approximate shape and dimension of the cross section, occur.

The basis of the concepts described earlier allowed tackling the study of the fluviomorphological dynamics of the Lower Bermejo River. In this context, a one-dimensional morphological model was implemented, using the MIKE 11 model, software developed by the *Danish Hydraulic Institute* (DHI). With the implementation of this model, it was confirmed that both the erosion of the bed during peak flood, and the depositions in the same sections in areas of recession of hydrographs, are well explained using equations that calculate the total transport of sand.

The model could be validated for different flood and levels of bed scenarios, allowing highlighting the importance of the floods of the river, also as a natural phenomenon.

The fluviomorphological study of the Lower Bermejo River was completed with the analysis of plant morphology of the river and its impact on road infrastructure. Movements in lower Bermejo River plant are famous worldwide for the development of its meanders. This complex three-dimensional physical phenomenon shows a certain degree of difficulty in trying to develop a mathematical tool to characterize and predict these meanders, a task that was undertaken given the importance of the development of meanders in relation to the involvement of roads, rail, productive and social development in the Basin. Specifically, a particular model of evolution of meanders to the plant morphology of the Bermejo and its impact on infrastructure was used, with direct application on the *Puerto Lavalle* bridge, systematically affected by erosion processes on both sides.

Geomorphological and hydraulic studies based

on image processing necessary for the implementation and use of the model, were carried out. The model used was the RVR Meander, developed by Dr. Marcelo Garcia and his team, to characterize and analyze the migration of meanders in rivers. Said studies verified the existence of a phenomenon of stacking of meanders upstream of the bridge, generated by restriction embodied therein. Downstream, the process is the other way round: in a large section of the river, side migrations are not observed. With the implementation of the model, known situations of evolution of meanders were correctly predicted despite the limitation of the model that cannot resolve cuts of meanders.

However, it is a predictive tool to study trends in rivers with similar characteristics to those of the lower Bermejo.

The developments presented are relevant to characterize the type of studied rivers and for the consideration of morphological processes, which develop in the presence of cross structures to the current in rivers with meanders.

As noted earlier, the issue of flooding by the overflow of the main channel of the Lower Bermejo River is recurrent in the area. An analysis of flow determination of overflow in the Lower Basin was performed. The important implications associated with the floods, which occur to a greater or lesser extent in the river flood periods, makes necessary to study the characteristics of them. The analysis made includes the reason why incoming flows from the Upper Basin may cause overflows in the Lower Basin, and overflow volumes were quantified from historical records.

The area with the highest volumes of overflow is

the Bermejo-Bermejito watershed.

Regarding the control measures of the processes associated with sediments in the Lower Basin, the picture is generally similar to the Upper Basin, with the particularity of the remarkable presence of meanders of high morphological activity.

The Bermejo River and Del Plata Basin

One objective of the studies conducted within the framework of the SAP Bermejo was to examine the influence of sediment load of the Bermejo River in the Paraguay-Paraná-de la Plata System.

It has been said that the most relevant feature of the Bermejo River Basin is the large amount of sediment in it, which is among the highest rates of sediment produced per unit of area in the world. Past studies record that the contribution of suspended solids of the Bermejo River to such solid load in the river Paraná (in Corrientes) constitutes 70% of the total, considering the full range of records available and increasing the percentage, if you look in recent years.

Of the total above, approximately 80% of the suspended load supplied to the Upper Bermejo in *Junta de San Francisco* comes from the Upper Bermejo sub-basin and the remaining 20% from San Francisco sub-basin. Considering the number of solid gauging in *Pozo Sarmiento* and *Caimancito*, a suspended transport of 70,508,100 tons per year (79%) was obtained for *Pozo Sarmiento*, and, 18,901,200 tons per year (21%) for *Caimancito*, totaling 89,409,300 tons annually.

It should be noted that, approximately in the last 30 years, a decline of the wash load in the Paraná is

observed, presumably generated by dams built on the Parana River in Brazil. These circumstances generate that the sediments delivered by the Bermejo River to the Paraná River, have a greater weight in the total sediments transported by this river, being the current rate for the Bermejo of about 80-85% of the total.

The influence of sediment load of the Bermejo River in the Paraguay-Paraná-de la Plata System was analyzed, making solid contributions balances in the system from the basic information available in the stations of the network. We may say that, considering the station *Itatí* as representative of the conditions of the Paraná River upstream from the confluence with the Paraguay, and Puerto Pilcomayo in Paraguay, showed that on average values, the Bermejo provides 81% of the total solid load of the Paraná River (tunnel section) and the Paraguay river contributes 6%.

Additionally, an analysis of the balance of material carried in suspension through the Bermejo system from solid flows was made. In this case, it is difficult to give definitive and realistic values of solid contributions for the main tributaries of the Upper Basin, especially due to the different length of available records, and its non-simultaneousness. However, several approaches were made from the collection of historical data.

As conclusion on this issue, it can be said that tests carried out confirmed the validity of the ratios presented for the contributions of the tributaries of the Upper Bermejo River. It should be noted that these proportions and, to a much greater extent, the amounts of sediment involved strongly depend on the period of study. The *Iruya* river is confirmed

as the main contributor of suspended sediments of the Bermejo River Basin.

Once the contributions of the Bermejo River in the Upper Basin to the Lower Basin have been described, we analyzed the characteristics of them and their behavior in the Paraguay-Paraná-Delta and Río de la Plata system.

The sediments delivered by the Upper Bermejo River to *Junta San Francisco* consist of 75% of fine particles (clay and silt, especially the latter), and 25% of sand. In the Lower Basin, in El Colorado, the ratio of sand in suspension varies between 10 and 20%, on average, of the total suspended load. The fine fraction is mainly composed of silt. The concentration of suspended sediments of the Paraná River undergoes a sharp increase downstream the confluence with the Paraguay. As this river does not have a significant suspension transport before receiving the Bermejo, it is verified that the latter causes such increase.

The different types of material in suspension, entering the main channel of the Paraná in its middle section, are mixed by the river in such a way that form multi-modal suspended sediment, poorly selected, except when transporting the concentration peaks produced by the Bermejo.

As a first approach, one can say that the fine sediments carried in suspension by the Paraná River only find general favorable deposition conditions upon reaching the Río de la Plata and its navigation channels.

However, it is known that the finest fractions (silt and clay), transported in suspension, are significant parts of the deposits that usually, during periods of overflow, sediment on the floodplains

of the middle and lower Paraná through various mechanisms, shaping and renewing the surface layers of the latter. In this context, it has been reported that, making a balance, the wash load is partly retained in the vast alluvial plain that extends on the right bank of the main channel. The fraction retained would be directly related to the strong flow of the Bermejo River. From the latter, as has been expressed throughout the book, comes the main supply of fine sediment to the Paraná river system downstream. The situation described is of paramount importance when considering sediment control practices in the Upper Bermejo River Basin, which must be carefully studied to avoid altering the river system.

As for the sand transport in the Paraná, both in suspension and by bottom trawling, it may be calculated from saturated transport capacity formulas. The prediction given by the expression of Engelund-Hansen (Vanoni, V., 1975) are extremely reliable for this river, and its application for its average conditions gives a value of 25 million tons of total sand transport annually.

In the navigation channels of the Río de la Plata, high proportions of silt in the bed samples are found, showing that only in these areas, conditions of current velocity are such that allow the deposit of suspended solids. The average diameters of the samples taken from the channel bed Mitre (19 μm), access channel (10 μm) and Punta Indio channel (10 μm) confirmed the statement. In summary, it may be said that the monitoring of sediment produced in the Upper Bermejo River Basin, though its Lower Basin first, then going by the Paraguay and Paraná, to reach the Río

de la Plata, made mainly on the basis of particle size characteristics, confirms that the sediments dumped by the Bermejo River system are largely those that are deposited in the delta of the Parana and the channels of the Río de la Plata. Mineralogical analysis of sediments from the study of the clay fraction of suspended sediments in a stream, show results in the same direction.

So far we have analyzed the behavior of the system to nearly the mouth of the Paraná River, delta area. As noted, the transport of sediments in the river Paraná generally consists of sand and silt, with a lower proportion of clay.

The silts and clays are transported by the Paraná River as wash load. There are no practical limits to the amount of sediment driven by the water current in this mode of transport. It must be remembered that in all tests performed during the study, the fine fraction (silts and clays) has been considered as wash load of the suspension transport measured in solid gauging stations used, although this is not strictly true.

The Paraná River receives a contribution of suspended solid material which can be considered in the order of 100 million tons annually. According to what has already been said, it may be considered as a basis for analysis, that the total is the contribution of fine fraction (mainly silt) due to the Bermejo River. As regards the density of deposited silt, it can take a value variable between 1,100 and 1,600kg/m³, depending on the diameter of the particles, the type of sediment and time of consolidation / deposition.

In the Paraná Delta area, fluvimorphological changes relate largely to mass imbalances of sedi-

ment entering and leaving the area or section of river. To perform this analysis, it is appropriate to discuss separately the mechanics of sands, on the one hand, and the silts and clays, on the other.

The bed of the main channels is sandy, and transport of such material is performed at a rate corresponding to the saturation capacity, which means that if a deficit in contribution of the upper system is produced, this will be always completed by solid contributions taken from the riverbed.

For the analysis of the deposition of silt and clay, it is convenient to characterize the behavior of the system in low and high waters.

In the case of low waters, the silts are transported as wash load along with the water current. In this condition, the water flow through the courses as channeled system, with some loss of material from the wash load in transverse arms and lateral water bodies such as lakes and port docks, where the conditions of speed of the current allow its deposition. Consequently, it can be said that the silt is driven with high efficiency to the mouth of the river channels in the Río de la Plata.

In the case of high waters, there is an exchange between the water of rivers and water bodies flooding plains and islands in the Delta. When a body of water with wash load enters flooded areas of a very low speed, deposition of such materials occurs, thus contributing to the growth of the Delta.

As for the rate of advance of the front of the Delta, it proper to mention, that in the current situation, such rate is about 100 meters/year. The last link in this analysis is the Río de la Plata.

The Upper Río de la Plata is the most active flu-

viological area. In particular, the filling of the bed is produced due to deposition of silt at the bottom of the estuary, and the formation of silt material banks in the front of the Delta.

The materials dredged in navigation channels are almost exclusively limos. In order to change to weight, the density considered was 1350kg/m^3 . In the Middle Rio de la Plata, there is a balance between incoming and outgoing sediment. Consequently there are no major fluvimorphological changes in this area.

As regards the Outer Rio de la Plata, we have the so called *Barra del Indio*. This is an elevated bed in the outer mouth of the Río de la Plata, which occurs due to brackish water sedimentation of the finest particles from the wash load from de Paraná River.

Replication of studies of the Bermejo River in Del Plata Basin

Within the framework of the replicability actions of SAP Bermejo, the methodological approaches were analyzed in a regional context, assessing the use and applicability of the studies conducted for Bermejo in the broader Plata River Basin. The analysis showed that the studies of sediment production in the Upper Basin can be replicated in various parts of the La Plata Basin, which were identified. It should be noted that the La Plata Basin covers a large area, which complicates the extrapolation techniques generated in bounded areas. However the results are satisfactory. Other products, that are, *a priori*, replicable, are the one-dimensional morphological model of the Lower Bermejo River

and the two-dimensional model applied to the development of the Bermejo River meanders in *Puerto Lavalle*, among others.

Using the developments made on the issue of sediment production, and given the importance of such issue, an analysis of the change in the rate of sediment production in the Upper Basin has been made, before contingent changes in the climate variable.

We know that climate scenarios are representations about future climate based on assumptions about emissions of greenhouse gases (GHG) and other pollutants with and the scientific knowledge about the effect that the increase concentrations of these gases will have on global climate. Therefore, they describe how the Earth's climate will change as a result of altering the composition of the atmosphere as a result of human activities. The results of global climate models were used to obtain the patterns of isohietas and isotherms in the Upper Basin, for the scenarios available. To quantify changes in sediment production, the Gavrilovic method was used.

We conclude that, indeed, any future climate changes in precipitation and temperature variables affect the production of surface sediments from water erosion in the Upper Bermejo River Basin. We should also analyze, besides the changed in precipitation and temperature, how changes in climatic variables can affect other factors of importance in determining sediment production, such as vegetation cover, for example. Changes in climatic variables can drastically affect these parameters and, consequently, the values of sediment production will be affected.

1. La Cuenca del Río Bermejo

1.1. Caracterización de la Cuenca del Río Bermejo

La Cuenca del Río Bermejo abarca una superficie aproximada de 123.000 km² con nacientes en las provincias argentinas de Salta y Jujuy y en el departamento boliviano de Tarija. En efecto, la Cuenca tiene sus cabeceras en la Cordillera Oriental de Bolivia y los cauces que descienden de la Sierra Santa Victoria, ocupando la porción noroeste del territorio argentino y sudeste boliviano.

De la superficie total, aproximadamente 50.000 km² constituyen la parte hidrológicamente activa, llamada *Alta Cuenca* o *Cuenca Superior*, con cursos de agua de características de montaña. Tiene forma de elipse orientada de norte a sur, de 430 km de largo y 170 km de ancho, medido en la latitud de la Junta de San Francisco.

A continuación se desarrollan las Cuencas Media y Baja (llamadas también en su conjunto Baja

Cuenca o Cuenca Inferior) en la zona limítrofe entre las provincias de Chaco y Formosa, en Argentina como un corredor con dirección noroeste-sudeste de unos 90 km de ancho, con características de llanura hasta la desembocadura en el río Paraguay.

Desde el punto de vista hidrológico, puede decirse que la Cuenca del Bermejo presenta un prolongado período de recesión y otro muy acotado de elevados caudales provenientes de las intensas lluvias del período estival. En efecto, el período de altos caudales para el río Bermejo corresponde a los meses del verano, que culmina entre marzo y abril. El período de estiaje es de abril a octubre, con valores mínimos generalmente en este último mes.

En cuanto al régimen de lluvias, la Cuenca presenta valores medios anuales de precipitación por encima de los 1.200 mm hacia los extremos, con excepción de las nacientes del río Tarija y en la zona oeste del área de aporte en Argentina, donde disminuyen por debajo de los 500 mm. También se produce una

disminución de lluvias hacia el centro de la Cuenca, con niveles por debajo de los 600 mm.

Tomando en cuenta los aforos disponibles, el caudal medio anual en Junta de San Antonio es de 215 m³/s, de los cuales el 56 % corresponde al río Tarija y el 44 % al Bermejo Superior. Después de la afluencia del río Pescado, el módulo del río alcanza los 347 m³/s. Del total del derrame anual, más del 85 % se produce en el período estival.

El caudal medio anual aguas abajo de la unión con el San Francisco es de 446 m³/s, lo que representa el 2,5 % del módulo del río Paraná en Corrientes. En contraste, es muy superior el aporte de caudal sólido: según un informe de la OEA (OEA, 1975) el aporte sólido del Bermejo al Paraná constituye cerca del 75 %.

1.1.1. La Alta Cuenca del Río Bermejo

De la confluencia de los ríos Orosas, Rosillas y Waykho, que se produce en territorio boliviano a unos 7 km al sur de Padcaya, surge un río que recorre por un estrecho valle con dirección norte-sur bajo el nombre de río Orosas, hasta la confluencia con el río Condado. Este último nace en territorio argentino, y su principal afluente por margen izquierda, el río Santa Rosa, sirve de límite entre ambos países hacia el oeste.

A partir de la confluencia de los ríos Orosas y Condado, el río corre con el nombre de Bermejo en dirección noroeste-sudeste, formando el límite internacional en un recorrido de 80 km, hasta la confluencia con el río Grande de Tarija en Junta de San Antonio. En este tramo recibe por margen derecha, entre otros, a los ríos Toldos y Lipeo, y por margen iz-

quierda, a los ríos Emboruzú y Guandacaya Grande.

El río Tarija, que también nace en territorio boliviano, resulta de la contribución de los ríos Chalmata, Vermillo y Trancas, entre otros, al noroeste de la ciudad de Tarija y a más de 3.000 m de altitud. Después de pasar por Tomatas Grande, toma el nombre de Guadalquivir hasta la confluencia con el río Camacho en La Angostura. A partir de allí se denomina río Tarija. En el tramo anterior recibe por margen izquierda el aporte de los ríos Carachi Mayu, Sella y Yesera-Santa Ana y, por la margen derecha, el de los ríos Calama, Erquis, Santa Victoria, Tolomosa y Camacho. Después de La Angostura, el río continúa con dirección predominante noroeste-sudeste y norte-sur, encajonado, hasta la confluencia con el río Itaú. Recibe los aportes por margen izquierda de los ríos Salinas, Chiquiaca e Itaú; por margen derecha, el más importante es el río Motoví. Después de la unión con el río Itaú se denomina Grande de Tarija, cambiando su dirección hacia el sur-sudoeste. En este tramo, hasta la Junta de San Antonio, donde se une al río Bermejo, recibe por margen izquierda arroyos de poca importancia y por la margen derecha el único afluente a resaltar es el de la Quebrada de San Telmo.

Este tramo, junto con el recorrido inferior del río Itaú, constituye el límite entre Bolivia y Argentina. Desde la Junta de San Antonio, el río Bermejo sigue la dirección noroeste-sudeste y recibe todos sus afluentes por margen derecha hasta la Junta de San Francisco, siendo el más caudaloso el río Pescado, que nace en las sierras de Santa Victoria a 4.000 msnm, y cuyo afluente principal es el río Iruya, de elevada producción de sedimentos. Otros afluentes son los ríos Blanco o Zenta y el Santa María-Colorado.

El río Iruya naturalmente desembocaba en el río Blanco o Zenta, siendo desviado de su recorrido por acción antrópica en el año 1865, debido a los problemas que causaban las crecientes en la ciudad de San Ramón de la Nueva Orán.

El río San Francisco está formado por los ríos Grande de Jujuy y Lavayén. El río Grande tiene sus orígenes en los arroyos de La Cueva y Tres Cruces, cerca de la localidad de Iturbe; atraviesa la Quebrada de Humahuaca, en un recorrido de dirección norte-sur por la provincia de Jujuy, hasta recibir al río Reyes por su margen derecha. En este tramo desembocan numerosos afluentes, entre ellos se destacan, por la margen derecha, Coraya, Cuchiyaco, Yacoraité, Jueya, Lipan, Hornillos, Purmamarca, Tumbaya, Coiruro, Del Medio, León, Lozano, Yala y Reyes; y por la margen izquierda recibe al Chaupi-Rodero, Coctaca, Calete, Huerta, Guasamayo y Punta Corral.

Muchos de ellos sólo aportan agua durante las grandes tormentas, ya que en el período de estiaje los escasos caudales son utilizados para riego, permaneciendo sus cursos secos durante gran parte del tiempo.

En el recorrido sur-este el río Grande recibe por la margen derecha los aportes de los ríos Chico o Xibi Xibi, Los Alisos y Perico; por la izquierda los aportes son muy reducidos. En su recorrido noreste los aportes no tienen significación.

El río Lavayén es la continuación del Mojotoro. Los ríos Santa Rufina y Arrieta dan origen al río La Caldera que recibe por su margen derecha al río Vaqueros, ambos forman a partir de allí el río Mojotoro. Este corre en dirección oeste-este hasta la zona de Güemes donde gira al noreste hasta el río

Saladillo, que con el río Las Pavas (límite entre Jujuy y Salta), son afluentes por la margen izquierda. Por el mismo lado aporta el arroyo Las Cañadas, a partir del cual continúa con el nombre de río Lavayén. Estos tres afluentes, junto con el aporte de agua subterránea, son los que mantienen los caudales de estiaje del Lavayén.

El río San Francisco corre desde su origen con rumbo nor-noreste hasta la junta homónima donde se une con el río Bermejo. En su recorrido recibe por la margen izquierda varios afluentes entre los que se destacan los ríos Negro, Ledesma, San Lorenzo y Sora; de menos importancia son los ríos Sauzalito, Yuto, Las Piedras y Seco. Por la margen derecha el más importante es el río Santa Rita. A partir de la Junta de San Francisco, el río Bermejo no recibe grandes aportes. El más importante sobre margen izquierda es el río Seco y, sobre margen derecha, los ríos Del Valle y Dorado.

La Alta Cuenca es una zona montañosa con cauces y divisorias de aguas perfectamente definidas y de fuertes pendientes (puna, cordillera oriental y sierras subandinas). Los ríos corren entre barrancas altas, que en algunos casos pueden alcanzar los 60 m, de formación estratificada areno-arcillosa, asentada sobre capas de arenisca poco compacta, de fácil erosión.

1.1.2. La Baja Cuenca del Río Bermejo

La Baja Cuenca del Río Bermejo se desarrolla en zonas de llanura (llanura chaqueña), sin límites precisos. En estos tramos el río no presenta prácticamente afluentes, sino que va acompañado longitudinalmente por numerosos cauces abandonados

o intermitentes. En general puede decirse que la Cuenca Media e Inferior no constituyen áreas de aportes sino, por el contrario, se producen en ellas pérdidas por infiltración, evaporación y desbordes en los picos de crecida hacia zonas bajas aledañas, principalmente hacia margen derecha.

De acuerdo con los antecedentes, la pendiente media del cauce principal que en la última parte de la Alta Cuenca es mayor a 1%, se reduce a menos de 0.24‰ en la Baja Cuenca. Desde el punto de vista de su caracterización, puede decirse que el río Bermejo en su Cuenca Inferior está implantado en un valle fluvial con barrancas netas, elaborado sobre su propia planicie aluvial, discurriendo sobre ésta a través de meandros libres (Ferreiro, 1983). En la zona inmediata a la Junta de San Francisco, el río ingresa cargado de sedimentos y progresa formando canales anastomosados.

Hacia aguas abajo aparecen cursos aparentemente difluentes, que nacen en las vecindades del curso principal, cuyo destino final es el río Paraguay (aunque algunos ingresan al Bermejo). En general, estos cursos crecen en número hacia aguas abajo, desarrollándose además bañados y esteros propios de la baja planicie aluvial.

La confluencia del Bermejo y el Paraguay se realiza dentro de la planicie aluvial de este último. Dicha planicie es arenosa, a diferencia de la del Bermejo que es limosa a limo-arenosa.

La Baja Cuenca suele dividirse en Cuenca Inferior y Cuenca Media. Esta última, según algunos autores, comienza en la Junta de San Francisco, mientras que otros indican como comienzo al paraje El Desemboque, en la provincia de Salta, lugar donde el río se bifurca en el Río Teuco –brazo principal– y

el antiguo cauce del río, también llamado Bermejito, curso que corre a la derecha del Teuco.

Rigurosamente hablando, el río Bermejito es un cauce que colecta las aguas de los ríos Dorado, Del Valle y otros menores que nacen en el faldeo oriental de las sierras del Centinela, Cresta de Gallo, Maíz Gordo y Lomas Olmedo. Unos 15 km aguas arriba de Rivadavia, en el paraje Puesto Moras Blancas (Salta), el Bermejito se introduce en el antiguo cauce del río Bermejo, por el que desemboca en el cauce principal.

El reencuentro de estos cursos se produce a pocos kilómetros aguas arriba de Puerto Lavalle, en las cercanías de Villa Río Bermejito (Formosa), y se lo considera como el inicio de la Baja Cuenca.

Según el estudio citado de la OEA se pueden distinguir diferentes tipos fisiográficos que dividen a las Cuencas Media y Baja en cuatro sectores:

- 1) el tramo que se desarrolla entre las localidades de Embarcación y El Colgado (ambas de Salta) se caracteriza por ser alto, con un curso ancho y anastomosado, con márgenes de baja altura;
- 2) el tramo entre El Colgado (Salta) y El Colorado (Formosa), donde el cauce está mejor definido con márgenes altas y curso meandroso. Presenta signos de inestabilidad, con rastros de erosiones y deposiciones, incluyendo meandros abandonados;
- 3) el tramo entre El Colorado (Formosa) y Colonia Vélaz (Chaco), en el que el río recupera estabilidad, disminuyendo la cantidad de meandros;
- 4) el tramo final, entre Colonia Vélaz y la desembocadura en el río Paraguay vuelve a ser meandroso con menor estabilidad.

Desde el punto de vista geomorfológico, las

consideraciones aquí realizadas se basan en el Mapa Geomorfológico de la Cuenca Hídrica del Río Bermejo, realizado en el Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas de Argentina (INCYTH) (Ferreiro, 1983).

La planicie basal sobre la que se ha desarrollado la llanura aluvial del río Bermejo es una superficie de modelado complejo aluvio-columinal-eólico (planicie poligénica chaqueña). Está constituida por limos pardo-rojizos, cuya antigüedad posible es del Pleistoceno Superior.

Los ríos colectados por el Bermejito, citados más arriba, escurren sobre un plano inclinado que disminuye su pendiente hacia el este, y que al avanzar sobre la llanura aluvial de explayamiento forma digitaciones que llegan hasta las proximidades de la planicie o llanura aluvial del Bermejo, en la zona llamada Bañados del Quirquincho.

En la llanura de explayamiento, los cursos de los ríos apenas esbozan pequeñas cañadas o bajos encauzados sobre los que se ubican arenas, claramente destacables sobre los limos castaños que conforman la base. El pasaje de los explayados aluviales a la llanura aluvial es claro, pero sin rupturas de pendiente aparentes, y coincide con la desaparición de cauces netos excavados dando lugar a la formación de los bajos encauzados mencionados.

La llanura aluvial del río Bermejo extiende sus depósitos areno-limosos pardos claros desde la Junta de San Francisco hasta el río Paraguay, nivel de base general de la Cuenca. Dada su baja pendiente, esta llanura presenta frecuentes problemas de bloqueo del drenaje encauzado, lo que dio lugar a la aparición de esteros y bañados, que se han desarrollado especialmente hacia el este, en razón de

la mayor pluviosidad.

En cambio, hacia el oeste se conformaron otras formas encauzadas y areales, llamadas “peladares”: terreno bajo de regiones secas, con aguas superficiales efímeras relacionadas con el drenaje lineal. Es un indicador de la tendencia a la desertificación del área.

La longitud total del valle aluvial, desde la Junta de San Francisco hasta el río Paraguay, es de aproximadamente 1.000 km. Desde el punto de vista de la identificación del riesgo hídrico superficial puede decirse que en la Cuenca Media el río no recibe aportes laterales significativos, siendo en cambio frecuentes los desbordes del cauce principal en épocas de crecida. En tiempos de estiaje, el curso recibe aportes de aguas subterráneas. En la Baja Cuenca, el río corre entre altas barrancas, no verificándose en general desbordes laterales.

Las características principales de los desbordes, obtenidas a partir de observaciones y mediciones, se presentan en el Capítulo 3.

1.2. Información hidrosedimentológica

1.2.1. Niveles, caudales líquidos y sólidos

La información básica hidrosedimentológica disponible en la Cuenca del Río Bermejo se conforma por los registros del Sistema Nacional de Información Hídrica de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de Argentina, y por los datos recopilados de archivos históricos de la empresa Agua y Energía Eléctrica Sociedad del Estado (AyEE), hoy manejados por la empresa EVARSA SA. Los datos disponi-

bles son: niveles líquidos, caudales líquidos y sólidos y precipitaciones.

A partir de los datos históricos levantados de papel en el marco del Proyecto PEA, puede decirse que la información hidrosedimentológica disponible en la Cuenca se encuentra totalmente digitali-

zada en las estaciones de interés, las que pueden observarse en la Figura 1.1. A su vez, la Tabla 1.1 muestra la información disponible de alturas y caudales en las estaciones de la Cuenca, mientras que la Tabla 1.2 muestra la información relativa a aforos y precipitaciones.

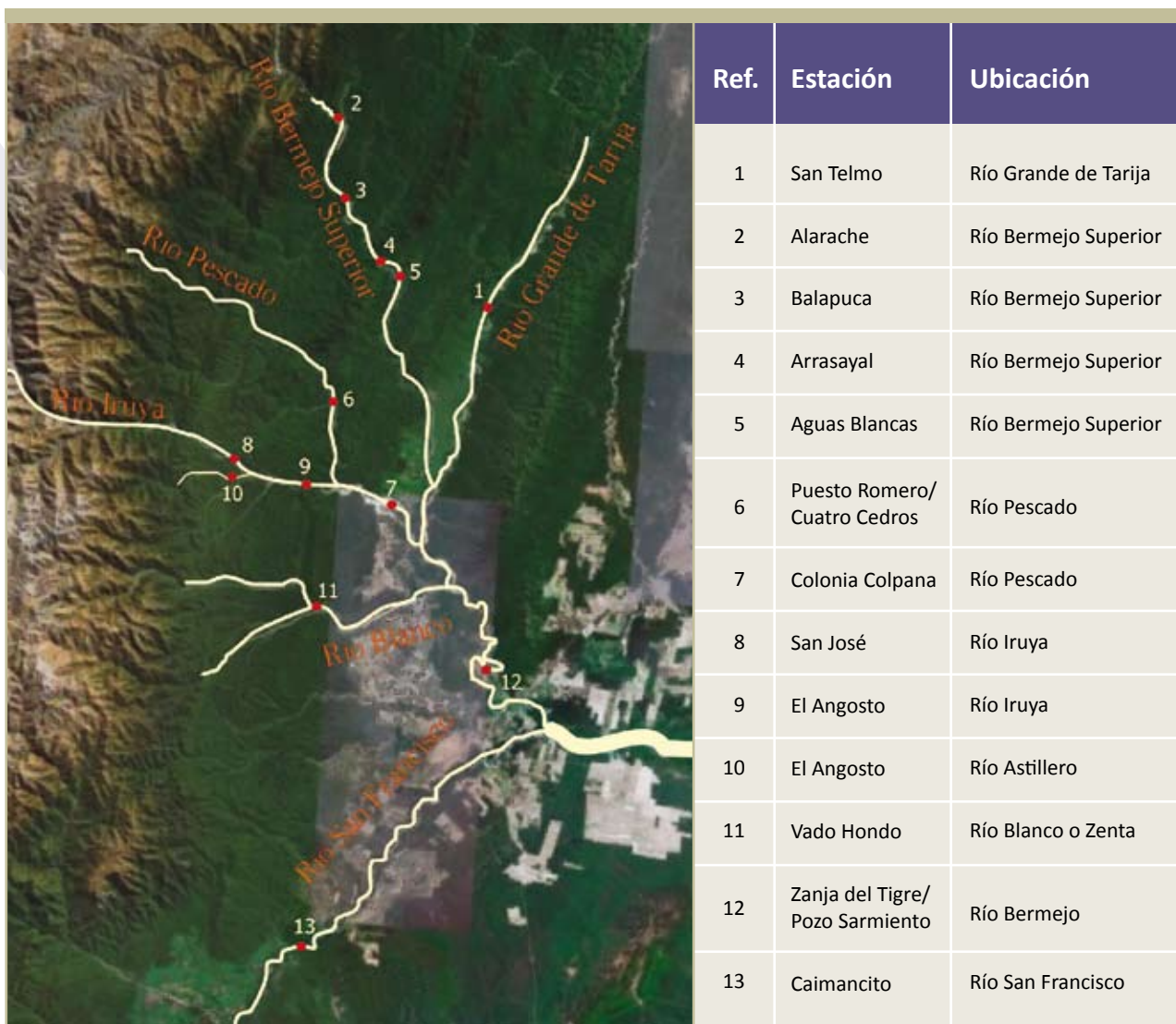


Figura 1.1
Ubicación de las estaciones con registros hidrosedimentológicos

Tabla 1.1. Información disponible en las estaciones de la Cuenca del Río Bermejo. Datos de alturas y caudales.

Lugar	Río	Altura	Caudal	Período registro Alturas	Período registro Caudales
El Angosto	Astilleros	X	Qmm		Entre 01/09/1983 y 31/08/1988
Aguas Blancas	Bermejo	Hd	Qmd	Entre 01/07/1963 y 28/02/2005	Entre 01/09/1944 y 31/08/2004
Alarache	Bermejo	Hd	Qmd	Entre 01/12/1971 y 25/01/2000	Entre 01/09/1971 y 31/08/1999
Arrasayal	Bermejo	X	Qmd		Entre 01/12/1970 y 31/08/1984
Balapuca	Bermejo	Hd	Qmd	Entre 01/12/1971 y 28/02/2005	Entre 01/09/1971 y 31/08/2004
Junta San Antonio	Bermejo	X	Qmd		Entre 01/01/1945 y 29/02/1948
Pozo Sarmiento	Bermejo	Hd	Qmd	Entre 01/07/1963 y 28/02/2005	Entre 01/09/1940 y 31/08/2004
Vado Hondo	Blanco o Zenta	X	Qmm		Entre 01/09/1972 y 31/01/1980
San José	Iruya	X	X		
El Angosto	Iruya	X	Qmm		Entre 01/01/1956 y 30/09/1979
Colonia Colpana	Pescado	X	Qmm		Entre 01/09/1945 y 31/08/1973
Cuatro Cedros	Pescado	Hd	Qmd	Entre 01/10/1956 y 30/11/2004	Entre 01/09/1956 y 31/08/2004
San Antonio	Piedras	X	Qmm		Entre 01/09/1983 y 31/08/1992
Astilleros	Tarija	X	Qmm		Entre 01/09/1968 y 31/08/1985
San Telmo	Tarija	Hd	Qmd	Entre 13/11/1963 y 31/05/1999	Entre 01/09/1964 y 13/02/1997
Caimancito	San Francisco	Hd	Qmd	Entre 01/09/1964 y 28/02/2005	Entre 01/01/1947 y 31/08/2004
El Colorado	Bermejo	Hd	Qmd	Entre 22/11/1968 y 28/02/2005	Entre 22/11/1968 y 31/08/2004
El Ceibal	Del Valle	X	Qmm		Entre 01/09/1966 y 31/08/1986
El Piquete	Del Valle	X	Qmm		Entre 01/09/1943 y 31/08/1973
Apolinario Saravia	Dorado	X	Qmm		Entre 01/12/1951 y 31/08/1967
San Felipe/Sombrero	Dorado	X	Qmm		Entre 01/09/1967 y 31/08/1986
San Fernando	Seco	X	Qmm		Entre 01/09/1967 y 31/08/1986

Referencias: X = No hay registros, Hd = Nivel diario, Qmm = Caudal medio mensual, Qmd = Caudal medio diario

Tabla 1.2. Información disponible en las estaciones de la Cuenca del Río Bermejo. Datos de aforos y precipitaciones.

Lugar	Río	Aforo	Precipitación	Período registro Aforos	Período registro Precipitación
El Angosto	Astilleros	Afo	X	Entre 01/01/1983 y 31/08/1988	
Aguas Blancas	Bermejo	Afo	Pd	Entre 01/10/1971 y 31/01/1984 Entre 22/10/1986 y 28/02/2005	Entre 01/01/1945 y 28/02/2005
Alarache	Bermejo	Afo	Pd	Entre 01/09/1971 y 24/01/2000	Entre 01/12/1971 y 31/01/2000
Arrasayal	Bermejo	Afo	X	Entre 01/09/1971 y 31/08/1986	
Balapuca	Bermejo	Afo	Pd	Entre 01/12/1971 y 27/02/2005	Entre 01/12/1971 y 28/02/2005
Junta San Antonio	Bermejo	X	X		
Pozo Sarmiento	Bermejo	Afo	Pd	Entre 01/01/1988 y 23/02/2005	Entre 01/01/1945 y 28/02/2005
Vado Hondo	Blanco o Zenta	Afo	X	Entre 01/11/1971 y 31/03/1980	
San José	Iruya	Afo	Pd	Entre 01/11/1985 y 03/05/2005	Entre 01/11/1980 y 30/11/2004
El Angosto	Iruya	Afo	X	Entre 01/11/1971 y 31/12/1979	
Colonia Colpana	Pescado	Afo	X	Entre 01/09/1971 y 31/12/1973	
Cuatro Cedros	Pescado	Afo	Pd	Entre 01/10/1981 y 28/11/2004	Entre 01/01/1964 y 30/11/2004
Puesto Romero	Pescado	Afo		Entre 01/01/1971 y 31/11/1981	
San Antonio	Piedras	X	X		
Astilleros	Tarija	X	X		
San Telmo	Tarija	Afo	Pd	Entre 01/09/1985 y 10/11/1997	Entre 01/10/1971 y 31/05/1999
Caimancito	San Francisco	X	Pd	Entre 01/11/1981 y 31/05/1993	Entre 01/01/1947 y 28/02/2005
El Colorado	Bermejo	Afo	Pd	Entre 06/01/2004 y 14/02/2005	Entre 01/01/1966 y 28/02/2005
El Ceibal	Del Valle	X	X		
El Piquete	Del Valle	X	X		
Apolinario Saravia	Dorado	X	X		
San Felipe/Sombrero	Dorado	X	X		
San Fernando	Seco	X	X		

Referencias: X = No hay registros, Afo = Aforo, Pd = Precipitación diaria

1.2.2. Análisis de la información básica

1.2.2.1. Precipitaciones

A partir del análisis de las precipitaciones puede afirmarse que la Cuenca del Río Bermejo se encuentra en una zona de transición climática, característica que resulta muy evidente sobre la Alta Cuenca, donde en una corta distancia el clima varía significativamente, desde uno frío semiárido de altura al oeste, hasta otro de características tropical húmedo en el este.

El relieve es un factor de importancia en la circulación regional de las masas de aire que determina que las máximas precipitaciones se presenten en la región Subandina, con más de 2.200 mm anuales, disminuyendo hacia el oeste hasta 200 mm (región de la Cordillera Oriental) y hacia el este hasta 600 mm en el centro de la región del Chaco Semiárido; aumentando luego hasta los 1.300 mm en el sector de la confluencia con el río Paraguay, región del Chaco Húmedo.

Existen importantes extensiones del territorio de la Cuenca bajo condiciones de déficit hídrico, correspondiente a las ecoregiones de la Cordillera Oriental (con bolsones de aridez como en el Valle Central de Tarija y, especialmente, en la Quebrada de Humahuaca) y del Chaco Semiárido. Esta restricción del medio natural se superpone con la creciente estacionalidad y disminución de las precipitaciones desde la ecorregión del Chaco Húmedo hacia el oeste, con un creciente período con déficit hídrico.

Las condiciones de déficit hídrico y la torrencialidad de las precipitaciones, junto con la dinámica de un relieve inestable, potencian en la Alta Cuenca,

particularmente en la región de la Cordillera Oriental, la ocurrencia de eventos naturales como la remoción en masa en todas sus variantes (derrumbes, deslizamientos, torrentes de barro, etc.) además de los procesos de erosión hídrica superficial.

Para caracterizar en forma global la precipitación en la Cuenca a partir de los datos disponibles y resumir sus características más importantes, se calcularon los estadísticos descriptivos de las series temporales de precipitación media mensual en el período de registro de cada estación. Los estadísticos básicos calculados evidencian que los mayores montos pluviométricos corresponden a los meses de verano y son mínimos durante el invierno. A modo de ejemplo se presenta el gráfico de la Figura 1.2, correspondiente a la estación Pozo Sarmiento (Alta Cuenca).

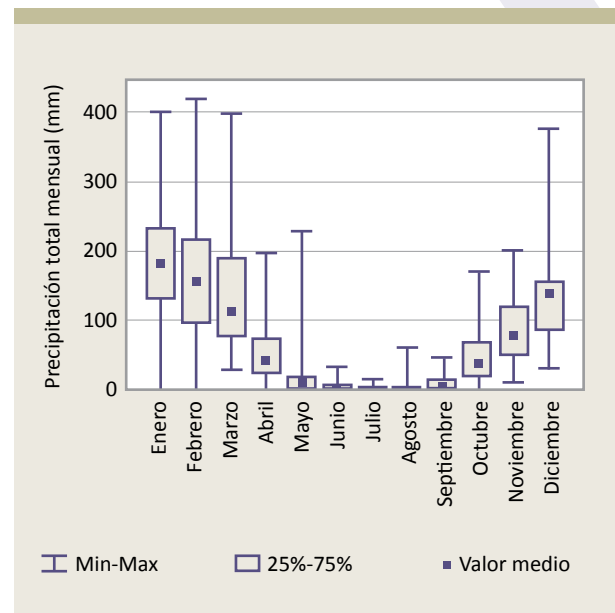


Figura 1.2
Evolución anual promedio de precipitación mensual en Pozo Sarmiento (1945-2005)

En todas las estaciones el valor máximo mensual se verifica en el mes de enero, a excepción de la estación El Colorado (Baja Cuenca) en la que el máximo se desplaza a febrero, siendo del mismo orden que los valores correspondientes a marzo y abril. La variabilidad de la precipitación mensual medida a través de la desviación estándar indica gran dispersión en torno al valor medio calculado.

Todas las estaciones muestran estacionalidad en la precipitación en los meses de verano (enero a marzo) aunque la precipitación acumulada durante el año sobrepasa los 1.500 mm en la Alta Cuenca y los 500 mm en la Baja. Los valores mínimos son cercanos a cero, indicando la presencia de épocas críticas en la que no existe precipitación.

1.2.2.2. Niveles hidrométricos

La frecuencia de registro de niveles hidrométricos en las estaciones de la Cuenca no es uniforme, variando desde la frecuencia horaria a la diaria. Los datos disponibles se procesaron para calcular los valores de altura media diaria. Este análisis permitió advertir la existencia de discontinuidades en las series de alturas hidrométricas en algunas estaciones (Alarache, Cuatro Cedros, San Telmo) atribuibles a cambios no documentados en la posición de la escala hidrométrica de referencia. Para todas las estaciones se calcularon los valores medios mensuales con el propósito de evidenciar el ciclo estacional medio de niveles, que es representado a través de la progresión anual de los valores promedio, tal como se muestra en las Figuras 1.3 y 1.4 para las estaciones Pozo Sarmiento y El Colorado, respectivamente.

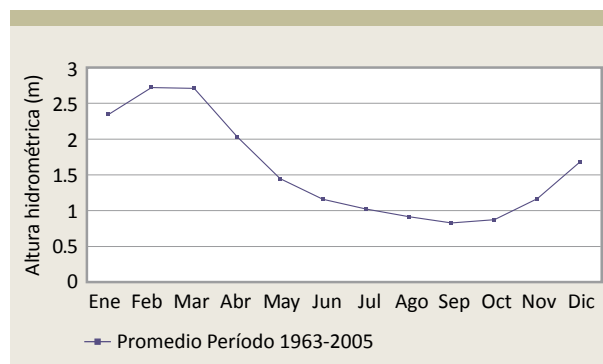


Figura 1.3
Evolución temporal promedio de niveles medios mensuales en la estación Pozo Sarmiento – Río Bermejo en el período 1963-2005

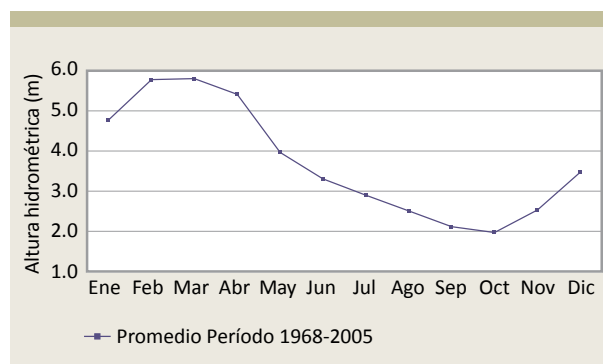


Figura 1.4
Evolución temporal promedio de niveles medios mensuales en la estación El Colorado – Río Bermejo en el período 1968-2005

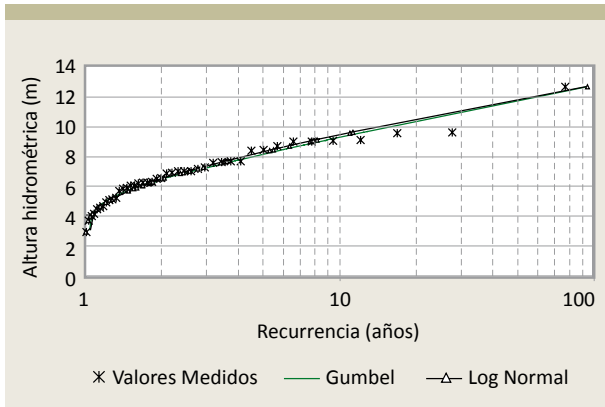


Figura 1.5
Ajuste de altura hidrométrica máxima diaria en la estación Pozo Sarmiento

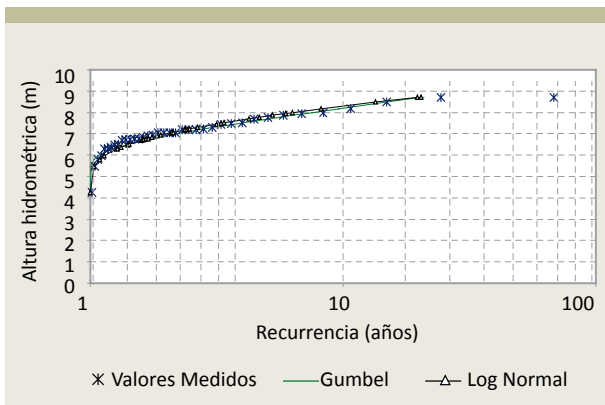


Figura 1.6
Ajuste de altura hidrométrica máxima diaria en la estación El Colorado

Las figuras anteriores evidencian la relevancia de los valores correspondientes a los meses de verano que responden al régimen pluvial de la región. El ciclo estacional medio es para todas las estaciones claro y definido con época de aguas bajas, extendiéndose típicamente entre julio y noviembre.

Para todas las estaciones de la red se realizó un análisis de frecuencias de alturas hidrométricas. Para relacionar la magnitud de los eventos extremos con su frecuencia de ocurrencia, se efectuó el análisis de frecuencias de los niveles máximos anuales. Se aplicaron dos modelos probabilísticos: la distribución asintótica de valores extremos tipo I (Gumbel) y la distribución lognormal de dos parámetros. La estimación de los parámetros de los modelos estadísticos se efectuó por el método de momentos ponderados y de máxima verosimilitud, respectivamente. En los casos en los que se detectó discontinuidad en el registro, se adoptó para el análisis el subperíodo disponible más moderno. A modo de ejemplo se presentan los ajustes de altura hidrométrica máxima diaria para las estaciones Pozo Sarmiento y El Colorado, que se presentan en las Figuras 1.5 y 1.6, respectivamente.

1.2.2.3. Caudales

Tal como se ha expresado, el régimen hidrológico de los ríos de la Cuenca del Río Bermejo es de control pluvial y de acuerdo con el régimen de precipitaciones presenta una variabilidad estacional bien definida, con un período de grandes caudales en la época lluviosa.

En la Alta Cuenca, en promedio, el 65% del escurrimiento total se produce en el primer trimestre

del año, mientras que los caudales mínimos definen la época seca que se extiende durante los meses de mayo a noviembre y en la que el escurrimiento totaliza entre un 15 y un 19 % del total anual.

En la Baja Cuenca (considerando la estación El Colorado como representativa de las condiciones hidrológicas) el régimen modulado por la topografía plana y el gradiente de precipitación existente determinan un corrimiento del patrón estacional que se conserva marcado, concentrando un escurrimiento del 60% del total en los meses de febrero a abril.

El período de caudales mínimos se establece entre julio y noviembre y representa un 10% del total anual.

Como ya se indicara, los datos disponibles corresponden tanto a valores de caudales medios diarios como a caudales medios mensuales. Para unificar el registro, en las estaciones donde se dispuso de información a nivel diario se calcularon los valores medios mensuales y sobre éstos se calcularon los estadísticos descriptivos.

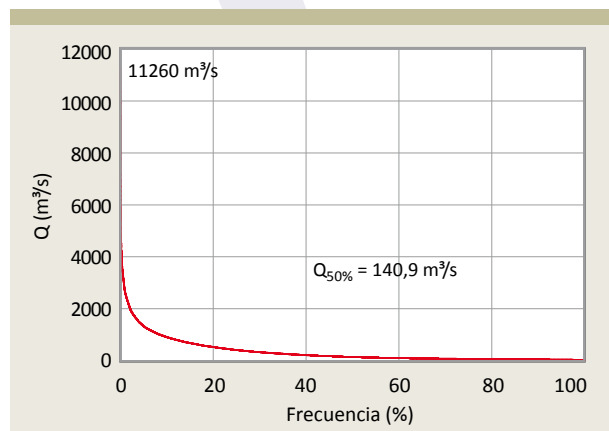


Figura 1.7
Curva de duración de caudales medios diarios en Pozo Sarmiento (1940-2004)

Se confeccionaron curvas de permanencia de caudales medios diarios elaboradas para las estaciones de registro diario. En las mismas se señala el valor máximo alcanzado en el período de medición y el caudal correspondiente a una frecuencia de ocurrencia de 50 %. De estas curvas se pueden extraer los valores característicos, en términos de magnitudes de caudal con diferentes niveles de permanencia. En las Figuras 1.7 y 1.8 se presentan las curvas de permanencia de caudales medios diarios para las estaciones de Pozo Sarmiento y El Colorado, respectivamente.

Los análisis sobre los caudales del río Bermejo incluyeron el tratamiento de los datos de aforo disponibles, que fueron procesados para establecer relaciones de vinculación entre la altura hidrométrica y el caudal líquido pasante en las secciones aforadas. En cada una de estas estaciones, los datos fueron consistidos y se ajustó la expresión matemática más simple que describiera la relación entre niveles y caudales. El análisis de consistencia previo reveló

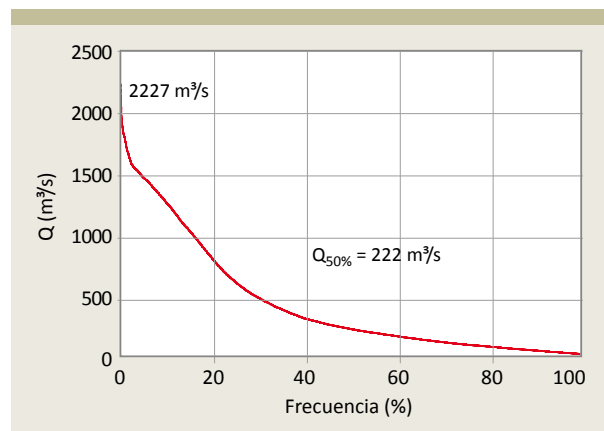


Figura 1.8
Curva de duración de caudales medios diarios en El Colorado (1968-2004)

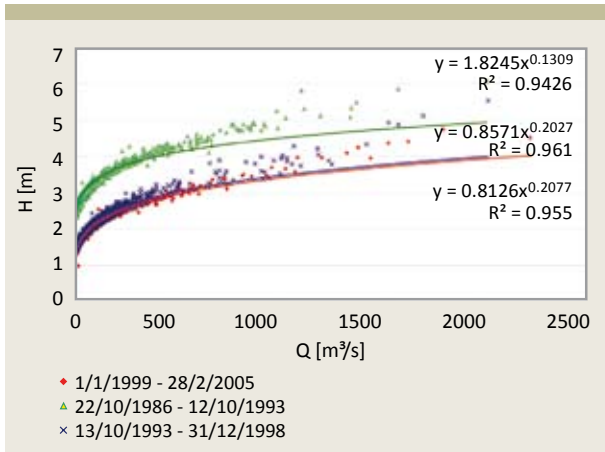


Figura 1.9
 Relación H - Q en Aguas Blancas. Período de ajuste: 22/10/1986 - 12/10/1993, 13/10/1993 - 31/12/1998, 01/01/1999 - 28/02/2005

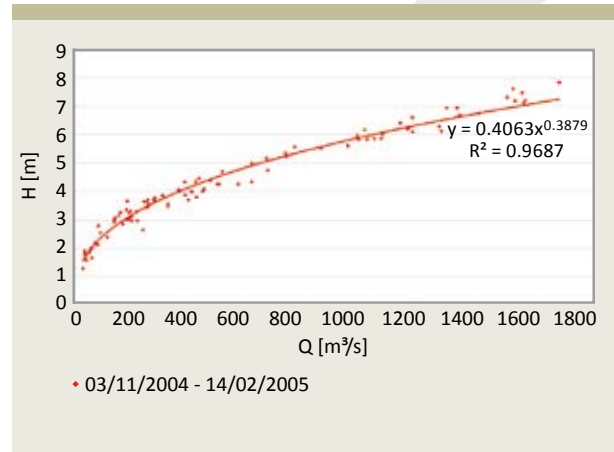


Figura 1.11
 Relación H - Q en El Colorado. Período de ajuste: 03/11/1993 - 14/02/2005

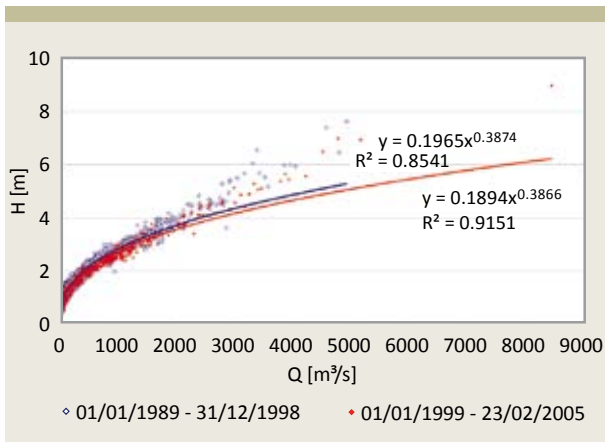


Figura 1.10
 Relación H - Q en Pozo Sarmiento. Período de ajuste: 01/01/1989 - 31/12/1998, 01/01/1999 - 23/02/2005

la existencia de períodos en los que presuntos cambios en la escala hidrométrica de referencia de la estación obligan a la distinción de más de una curva de descarga. Esta situación puede apreciarse en la Figura 1.9, correspondiente a la estación Aguas

Blancas, en la que se presentan los valores medidos contrastados con la línea de tendencia establecida y el coeficiente de determinación calculado para la misma como medida del error de la aproximación, donde H simboliza la lectura de escala y Q el valor asociado de caudal.

Las Figuras 1.10 y 1.11 presentan las curvas correspondientes a las estaciones Pozo Sarmiento y El Colorado, respectivamente. Finalmente se trabajó sobre los registros de aforos sólidos disponibles en la Cuenca. Los mismos fueron procesados para tratar de describir relaciones cuantitativas que expliquen el total de aportes en relación al caudal líquido. Las leyes de correlación entre caudal sólido en suspensión, en kg/s (variable y) y caudal líquido, en m³/s (variable x) obtenidas para cada estación, pueden expresarse mediante ecuaciones del tipo potencial.

Para cada estación de aforos se efectuó el análisis de consistencia y se establecieron líneas de

ajuste y el correspondiente coeficiente de determinación. Debido a la importancia de estos datos para la Cuenca del Bermejo, las Figuras 1.12 a 1.25 presentan los ajustes efectuados para cada una de las estaciones analizadas. En las mismas se incluye la expresión analítica de la relación de vinculación.

De la observación de las figuras mencionadas puede apreciarse que los valores asumidos por el exponente del caudal líquido (variable x) no difieren sustancialmente del valor que se deriva de la clásica relación funcional entre el transporte total de sedimentos y la potencia cúbica del parámetro de Shields (tensión de corte adimensional sobre el fondo), el cual es cercano a 2.

Los coeficientes de correlación obtenidos son muy satisfactorios para este tipo de relaciones y similares a los obtenidos en estudios antecedentes relacionados con el tema (Beta Studio – Enel Hydro, 2002). Los mismos variaron entre un valor mínimo de 0.67 y un máximo de 0.97 para la estación El Colorado, con valores intermedios para las restantes estaciones.

Las relaciones analíticas encontradas para cada estación son únicas y representativas en todo el período de estudio o, en caso que esto no fuese posible debido a la calidad de los datos disponibles, son válidas dentro de sub-períodos para los cuales la calidad del ajuste de los datos a una curva de tendencia es aceptable.

En correspondencia con los períodos en los que se identificaron relaciones altura-caudal diferentes, se establecieron líneas de tendencia caudal líquido-caudal sólido suspendido y, siempre que fue posible, se aplicó un análisis similar para las correspondientes fracciones fina y gruesa.

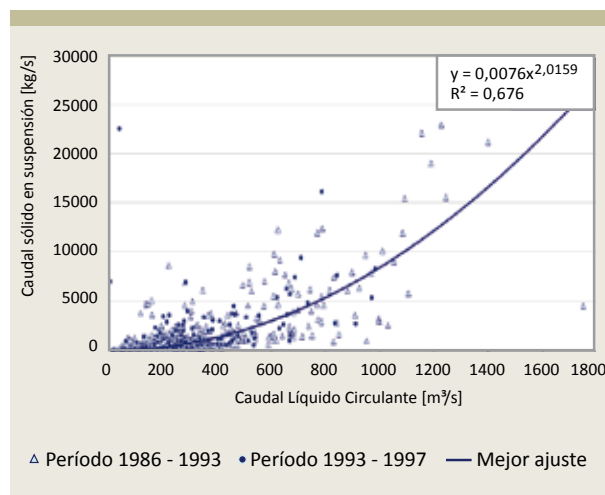


Figura 1.12
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación San Telmo (río Grande de Tarija).
Período de ajuste: 05/12/1986 - 10/11/1997

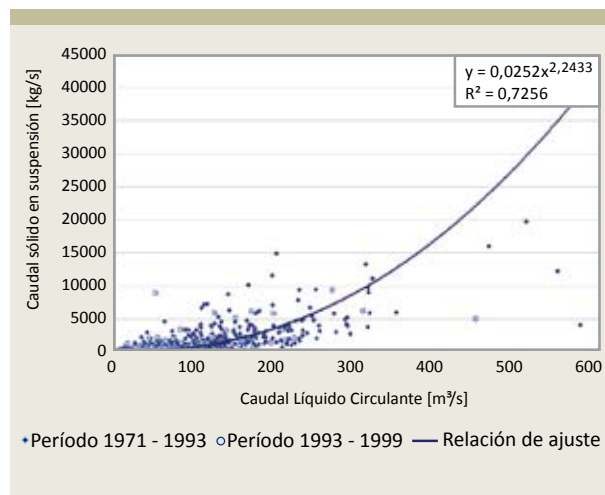


Figura 1.13
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Alarache (río Bermejo Superior).
Período de ajuste: 27/11/1971 - 30/12/1999

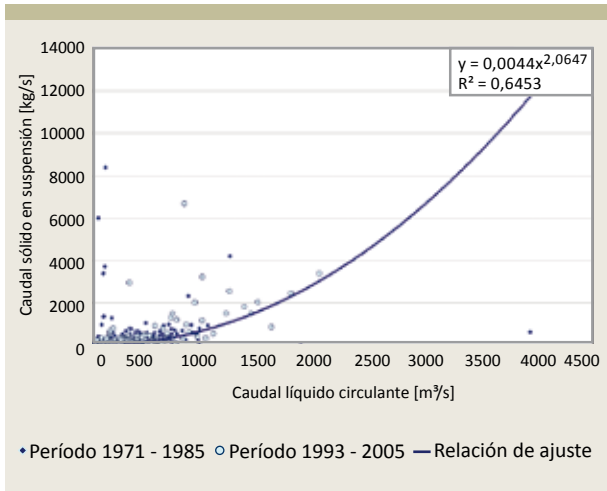


Figura 1.14
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Balapuca (río Bermejo Superior).
Período de ajuste: 01/12/1971 - 27/02/2005

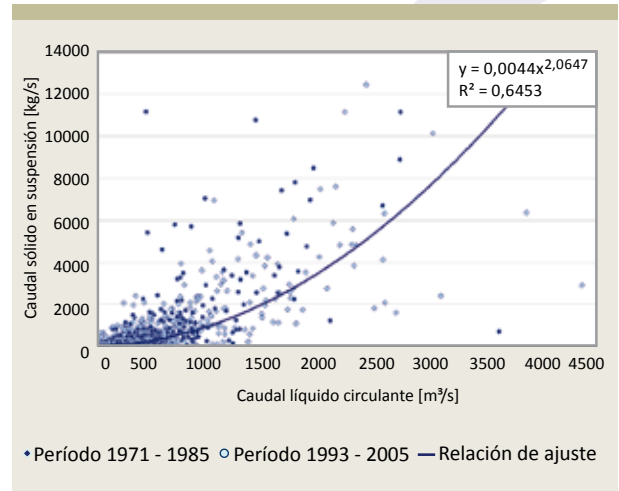


Figura 1.16
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Aguas Blancas (río Bermejo Superior).
Período de ajuste: 22/10/1971 - 28/02/2005

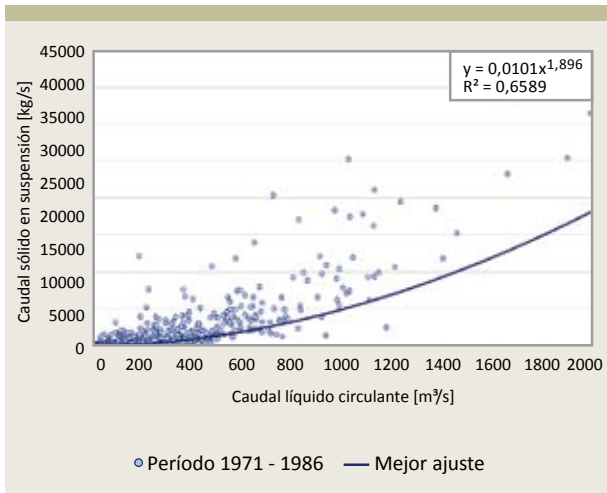


Figura 1.15
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Arrasayal (río Bermejo Superior).
Período de ajuste: 01/12/1971 - 31/03/1986

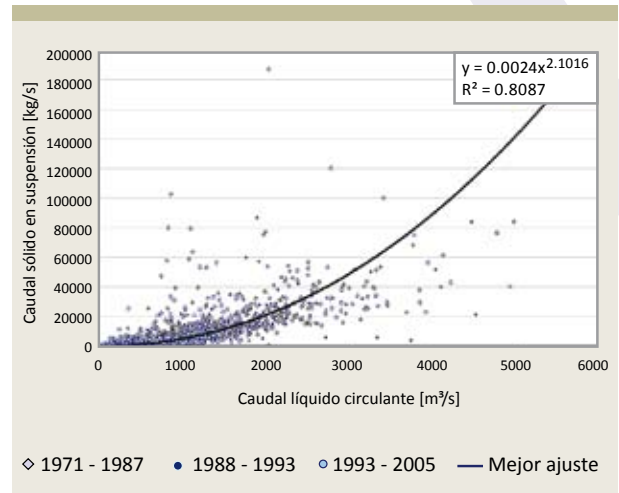


Figura 1.17
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Zanja del Tigre/Pozo Sarmiento (río Bermejo Superior).
Período de ajuste: 26/08/1971 - 23/02/2005

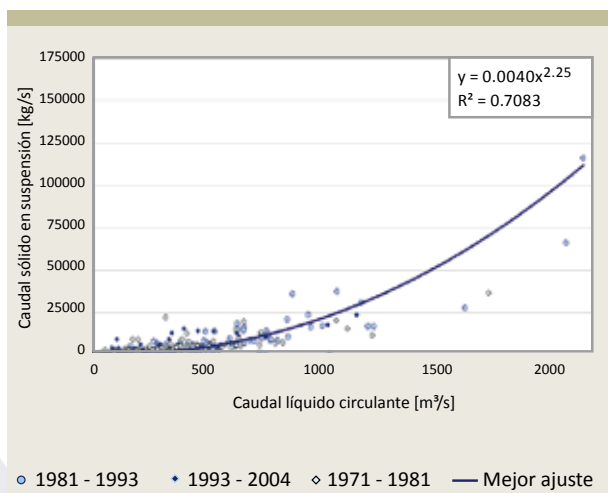


Figura 1.18
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Puesto Romero/Cuatro Cedros (río Pescado). Período de ajuste: 01/01/1971- 28/11/2004.

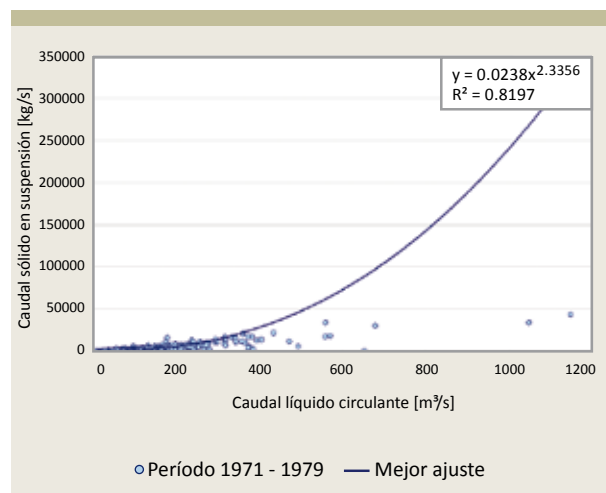


Figura 1.20
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación El Angosto (río Iruya). Período de ajuste: 01/11/1971- 20/12/1979.

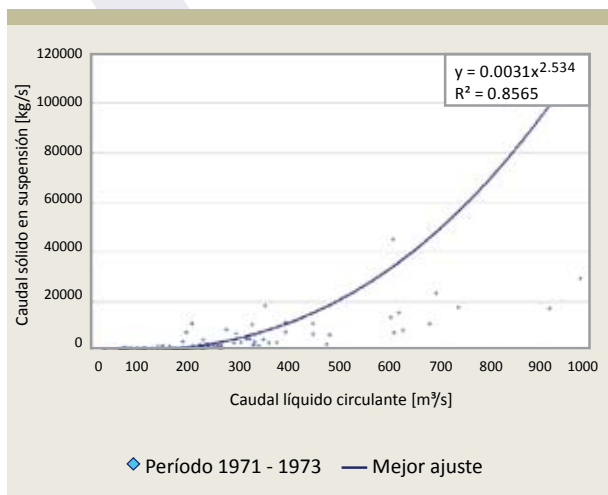


Figura 1.19
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Colonia Colpana (río Pescado). Período de ajuste: 01/01/1971- 31/12/1973

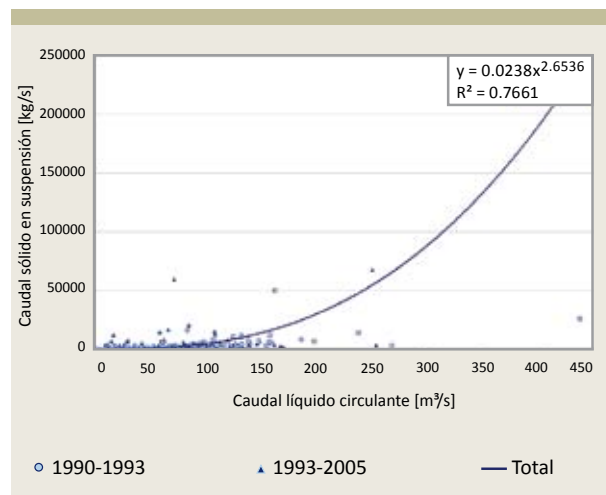


Figura 1.21
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación San José (río Iruya). Período de ajuste: 01/09/1979- 15/09/2005

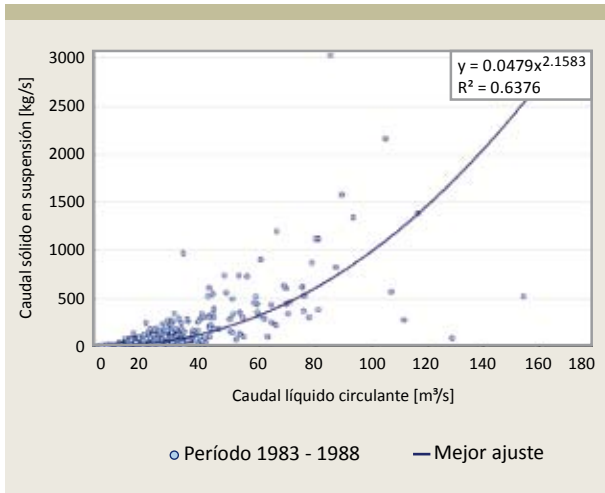


Figura 1.22
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación El Angosto (río Astillero) entre el 03/01/1983 y el 11/05/1988

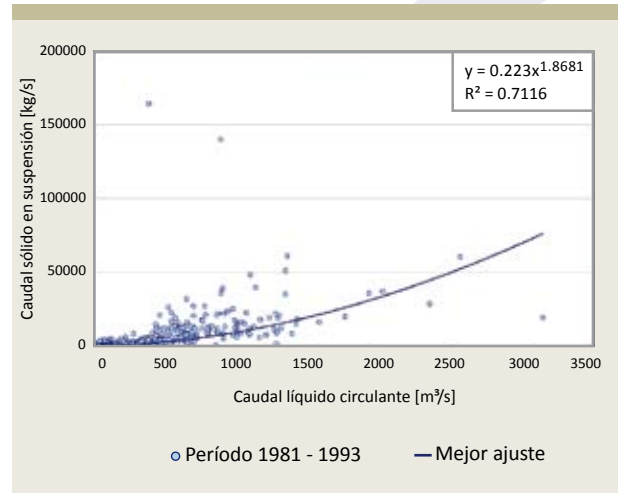


Figura 1.24
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Caimancito (río San Francisco). Período de ajuste: 01/01/1981-31/07/1993.

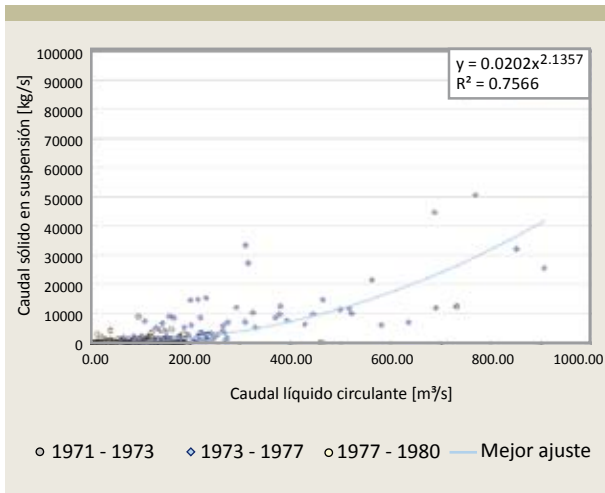


Figura 1.23
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en la estación Vado Hondo (río Blanco) para los años 1973/74 a 1976/77.

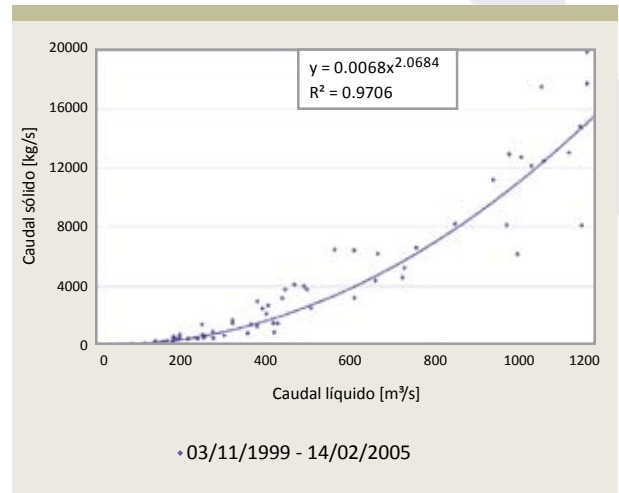
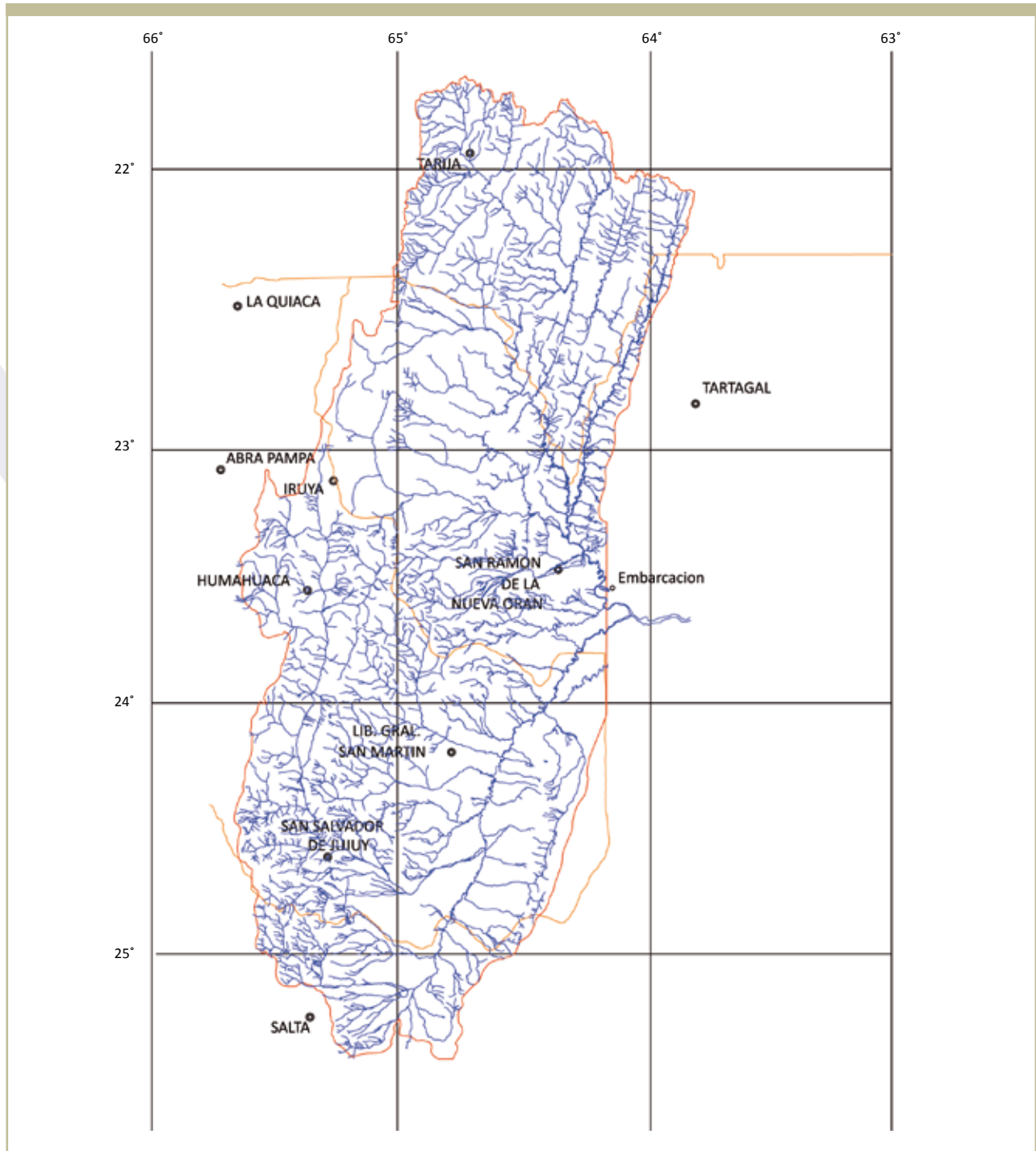
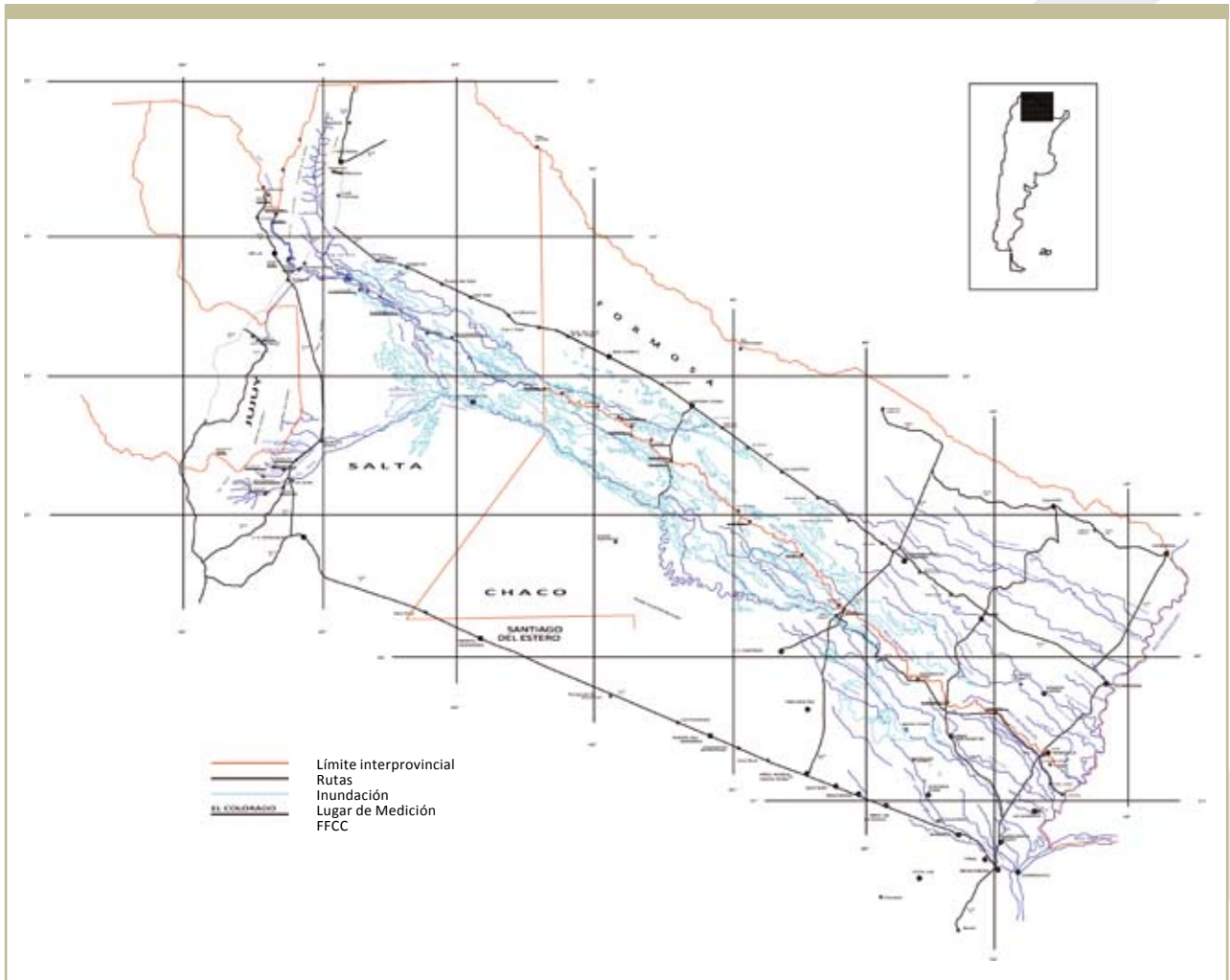


Figura 1.25
Relación caudal líquido-caudal sólido suspendido en El Colorado. Período de ajuste: 03/11/1993-14/02/2005



Plano 1.1. Mapa general Alta Cuenca del Río Bermejo



Plano 1.2. Mapa general Baja Cuenca del Río Bermejo

2. Cuenca Alta del Río Bermejo

2.1. Producción de sedimentos

La producción de sedimentos en cuencas de zonas de montaña o con pendientes pronunciadas se puede dividir básicamente en dos fuentes, asociadas a distintos fenómenos:

- a) la erosión superficial generalizada del suelo; y
- b) los procesos de remoción en masa en sitios puntuales.

Estos procesos influyen en los problemas de inundaciones, en los fenómenos de colmatación de embalses y pueden promover cambios en la morfología fluvial que, a su vez, afecten los aspectos ambientales.

Los sedimentos producidos por erosión superficial están asociados principalmente al fenómeno de destrucción del suelo por el impacto directo de las gotas de lluvia y el posterior transporte por escurrimiento superficial. Se trata de un proceso que presenta una cierta continuidad temporal asociada

a eventos hidrológicos ordinarios característicos de la Cuenca, pudiendo relacionarse con el régimen de lluvias. En cambio, los sedimentos producidos por remoción en masa como los deslizamientos de laderas, colapso de márgenes, flujos de barro, flujos de detritos, etc., están relacionados con la inestabilidad hidrogeológica de la Cuenca, y se vinculan con eventos hidrológicos extremos 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 deterioro o 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. Ambos métodos contemplan en forma agregada la influencia de los distintos tipos de producción de sedimentos.

Cuando se analiza la información de los registros debe tenerse en cuenta que no todo el material generado es transportado por los cursos de agua. Es decir que el volumen transportado es menor que el volumen de sedimento producido en la cuenca.

La inexistencia de estaciones de aforos sólidos o datos de sedimentación en espejos de agua en una determinada zona de estudio lleva a la necesidad de utilizar técnicas de predicción para determinar órdenes de magnitud de la producción de sedimentos.

2.1.1. Producción de sedimentos por erosión superficial

2.1.1.1. Metodologías de cálculo

Los procesos erosivos son el resultado de la interacción de varios factores tales como topografía, clima, tipo de suelo, uso del suelo, vegetación, características geológicas y geomorfológicas. Por ello las formulaciones intentan incluir estas variables con un adecuado peso relativo.

Considerando las variables de mayor relevancia que determinan la producción de sedimentos en una cuenca, una formulación generalizada debería tener la siguiente forma:

$$V_{ps} = f_{ps}(\Gamma_{CL}, \Gamma_{SU}, \Gamma_{TO}, \Gamma_{ES}, \Gamma_{VG}, \Gamma_{MA})$$

donde V_{ps} es el volumen anual de producción de sedimentos que también se puede expresar en forma gravimétrica, es decir, en peso de material producido anualmente.

Γ_{CL} es una variable –o conjunto de variables y parámetros– que tiene en cuenta los factores cli-

máticos. Habitualmente se incluye algún indicador de la precipitación pluvial (en algunos casos la lluvia media anual, en otros la escorrentía superficial) y también indicadores de la variabilidad durante el año de estas magnitudes.

Γ_{SU} considera las características de los suelos predominantes en la cuenca. Esta es una cantidad que intrínsecamente es distribuida arealmente en la cuenca y, por lo tanto, es una de las que más se presta para la implementación de modelos a escala distribuida. En ella se incluyen aspectos relacionados con la susceptibilidad de los suelos a ser erosionados y transportados por la escorrentía y, generalmente, sus valores cuantitativos se estiman a partir de clasificadores más o menos objetivos.

Γ_{TO} representa un conjunto de variables relacionadas con la topografía de la cuenca. Las cantidades que influyen en los procesos de erosión y transporte dependen de las características areales y de relieve, por lo que las magnitudes que habitualmente se consideran pueden evaluarse con su distribución espacial o con valores medios. También se incluyen aquí otros aspectos relacionados con la cuenca como área, densidad de drenaje, indicadores de forma, etc.

Γ_{ES} es una variable indicativa de la eficiencia en los procesos de transporte de sedimentos en la cuenca. En la mayoría de las formulaciones esta cantidad queda implícitamente contenida en un factor de entrega de sedimentos o en un factor de retención en la cuenca.

Γ_{VG} es una variable que depende del tipo y extensión de la cobertura vegetal de la cuenca. Esta cantidad, que a su vez se relaciona en cierto grado con Γ_{SU} , puede estimarse a partir de recursos basa-

dos en tecnologías de percepción remota, lo que permite caracterizar su distribución superficial.

Γ_{MA} representa los aspectos antrópicos asociados al manejo ambiental en la cuenca de aporte, fundamentalmente relacionados con las prácticas de uso del suelo, laboreo agrícola, etc.

Teniendo en cuenta la formulación general, existen diversos modelos que pueden enmarcarse como casos particulares de la relación funcional generalizada. Entre las formulaciones existentes para predecir V_{Ps} o G_{Ps} pueden mencionarse la denominada ecuación universal de pérdida de suelo (USLE) y modificaciones (van Rompaey et al., 2005), Gavrilovic (Brea et al, 1999-1) y Miraki (Chakraborti, 1991).

La USLE estima la erosión potencial E_s como el producto de seis factores que, en líneas generales, tienen en cuenta los aspectos antes enunciados. La producción de sedimentos global en un punto de la cuenca, que puede expresarse tanto en forma gravimétrica (G_{Ps}) como volumétrica (V_{Ps}), se relaciona con la tasa global de erosión potencial (E_s) a través de:

$$G_{Ps} = k_{SDR} \cdot E_s$$

donde k_{SDR} se denomina “factor de entrega” (o “sediment delivery ratio”) y depende fundamentalmente de la capacidad de la cuenca (a través de su red de cauces e interfluvios) de transportar el material generado por la erosión hacia aguas abajo.

Teniendo en cuenta los procesos involucrados en la transferencia de las masas sólidas a través de la cuenca hidrográfica, k_{SDR} debería ser una función de las características fisiográficas, tales como el relieve (incluyendo la pendiente), la densidad de drenaje, la geometría hidráulica de los cauces y sus

rugosidades, etc., además, obviamente, del área de la cuenca. Es decir:

$$k_{SDR} = f_{k_{SDR}} (S_c, D_d, A_c)$$

Sin embargo, y como en muchos de los aspectos relacionados con este tema, generalmente se expresa al factor de entrega como una función exclusiva del área de la cuenca (A_c). Es decir:

$$k_{SDR} = f_{k_{SDR}} (A_c)$$

Resulta evidente que la producción específica de sedimentos es una función del área de la cuenca. Es más, a priori se sabe que cuanto más grande es la superficie de la cuenca la producción específica debería decrecer ya que el material producido en las zonas altas se deposita en las regiones con menor pendiente.

Mediante un estudio comparativo de las fórmulas, que considera su fundamento físico y el resultado de las predicciones comparadas con datos de campo, se encontró que las relaciones basadas en los criterios de Gavrilovic y Miraki pueden expresarse en un formato tal que resulta adecuado para obtener una formulación sencilla en función de cantidades fácilmente disponibles en estudios regionales.

La metodología de Gavrilovic (Gavrilovic, S., 1959; Gavrilovic, Z., 1988; Zemljic, M., 1971) estima la cantidad de material producido por erosión superficial en una cuenca y que es transportado a la sección del río que la define. Es un método empírico que permite calcular el volumen de sedimento producido por erosión y transportado a la sección

de cierre de la cuenca (G) como el producto de la producción media anual de sedimento por erosión superficial (W) y del coeficiente de retención de sedimentos (R).

$$G = W \cdot R \text{ [m}^3\text{/año]}$$

La expresión para determinar el volumen promedio anual erosionado de sedimento es:

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F \text{ [m}^3\text{/año]}$$

donde:

T = coeficiente de temperatura, que se obtiene de:

$$T = [(t / 10) + 0,1]^{1/2}$$

t = temperatura promedio anual [°C].

h = precipitación media anual [mm/año].

F = superficie de la cuenca [km²].

Z = coeficiente de erosión, cuya expresión es:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\varphi + I^{1/2})$$

X = coeficiente de uso del suelo.

Y = coeficiente de resistencia del suelo a la erosión.

φ = coeficiente que evalúa los procesos erosivos observados.

I = gradiente de la pendiente superficial [en %].

Los valores de X, Y y φ son coeficientes que representan, respectivamente, el grado de protección del suelo dado por la vegetación y la intervención antrópica, el grado de erodibilidad del suelo y el estado de inestabilidad de la cuenca.

En particular, el coeficiente φ está asociado a los procesos de erosión observados con valores que varían entre 1 y 0.1, de acuerdo con los tipos de erosión observada, el porcentaje de área de la cuenca afectada por el mismo y su gravedad. El parámetro X caracteriza el uso del suelo y adopta valores entre 0.05 y 1, de acuerdo con el uso del suelo y su cobertura vegetal. El parámetro Y indica la resistencia del suelo a ser erosionado, con valores entre 0.25 y 2 en función de los tipos de suelo de la superficie.

En la metodología, 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 expresión para el coeficiente de retención de sedimentos es la siguiente (Zemlijc, 1971):

$$R = [(O \cdot D)^{1/2} \cdot (L + Li)] / [(L + 10) \cdot F]$$

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].

La metodología desarrollada ha sido empleada con éxito en cuencas alpinas, andinas y en otras zonas montañosas, con buena concordancia entre los valores medidos y calculados.

Una formulación alternativa para estimar la producción de sedimentos es la de Miraki, que se puede expresar en la forma de una relación funcional genérica de la siguiente manera:

$$V_{Sa} = f_{VS} (A_c, P_a, V_Q, S_c, D_d, F_c)$$

en la que:

V_{Sa} : volumen absoluto de sedimentos producido por la cuenca [hm^3].

A_c : área de la cuenca [Km^2]

P_a : precipitación media anual [cm]

V_Q : escorrentía media anual [hm^3]

S_c : pendiente media de la cuenca (adimensional)

D_d : densidad de drenaje [Km^{-1}]

F_c : Factor de cobertura vegetal y uso del suelo (adimensional)

En su presentación original (Garde y Ranga Raju, 1985), esta relación se enuncia como un producto de potencias, cuyos coeficientes y exponentes se encontraron mediante un análisis de regresión múltiple usando datos de la India de cuencas en las que se tenían embalses sobre los que se realizaron batimetrías para mensurar la producción real de sedimentos, teniendo en cuenta los volúmenes depositados en los cuerpos de agua. La formulación tipo Miraki se puede expresar en forma general como sigue:

$$V_{Sa} = c_0 A_c^{c1} S_c^{c2} D_d^{c3} P_a^{c4} V_Q^{c5} F_c^{c6}$$

donde se pueden aplicar cuatro formulaciones alternativas en función de los datos disponibles:

$$V_{Sa} = 1.182 \times 10^{-6} \cdot A_c^{1.026} \cdot P_a^{1.289} \cdot V_Q^{0.287} \cdot S_c^{0.075} \cdot D_d^{0.398} \cdot F_c^{2.422}$$

$$V_{Sa} = 1.067 \times 10^{-6} \cdot A_c^{1.292} \cdot P_a^{1.384} \cdot S_c^{0.129} \cdot D_d^{0.397} \cdot F_c^{2.510}$$

$$V_{Sa} = 2.410 \times 10^{-6} \cdot A_c^{1.154} \cdot P_a^{1.071} \cdot S_c^{0.060} \cdot F_c^{1.893}$$

$$V_{Sa} = 4.169 \times 10^{-5} \cdot A_c^{0.841} \cdot P_a^{0.139} \cdot V_Q^{0.312}$$

Garde y Ranga-Raju (1985) indican que las cuatro ecuaciones tienen un orden decreciente de precisión y recomiendan usar una u otra en función de la disponibilidad de información.

Se puede observar la fuerte dependencia del factor F_c en todas las ecuaciones en las que el mismo interviene.

Por tratarse de una formulación de tipo empírica, la primera ecuación parecería presentar una variable superabundante, puesto que la escorrentía superficial se relaciona con la precipitación a través del coeficiente de escorrentía global, por lo que P_a y V_Q resultan interdependientes y parecería atinado usar la segunda ecuación como la de carácter más general.

2.1.1.2. Aplicación de la metodología de Gavrilovic a la Alta Cuenca del Bermejo

La buena respuesta de la metodología de Gavrilovic para estimar la producción de sedimentos en diversas zonas de montaña de Sudamérica, y en particular en Argentina, tanto en la región del noroeste como en la Patagonia, ha motivado su aplicación a la Alta Cuenca del Río Bermejo con el objeto de localizar y caracterizar los sectores más susceptibles de presentar procesos de erosión superficial.

Como se ha mencionado, la metodología em-

pleada para la determinación de la producción de sedimentos considera que los procesos erosivos son el resultado de la interacción de factores tales como clima, litología, uso del suelo, topografía, etc.

Todas estas variables tienen una distribución espacial en la zona de estudio, por lo que los datos básicos para el desarrollo de la metodología de cálculo presentada debieron ser recopilados en forma de planos o mapas que reflejen adecuadamente su distribución en la zona de análisis.

En este estudio se contó como información de base con las cartas temáticas de vegetación, uso del suelo, tipos de suelo, geomorfología y geología, así como las isohietas medias anuales y las isotermas medias mensuales, además de las curvas de nivel en escala 1:100.000 para gran parte de la Cuenca y 1:250.000 para la totalidad de la misma, e imágenes satelitales con una cobertura total de la Cuenca. Toda esta información básica fue desarrollada en el marco del Programa Estratégico de Acción para la Cuenca Binacional del Río Bermejo (PEA) en su Etapa 1.

Se trabajó en formato raster con un tamaño de celda de 100 metros por 100 metros, que fue adoptado con el criterio de definir adecuadamente la información básica.

En la determinación del parámetro W del método de Gavrilovic, o sea la producción media anual de sedimento por erosión superficial, si bien los valores de los coeficientes y de las variables actuantes han sido desarrollados y probados en base a estudios sobre cuencas, su aplicación a cada celda es válida, permitiendo una mayor precisión por poder asignarle a cada una un valor representativo de las variables intervinientes. Cabe aclarar que estos va-

lores se refieren a características físicas locales y no a parámetros vinculados a toda la Cuenca.

Analizando la ecuación general:

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F \text{ [m}^3\text{/año]}$$

correspondiente a una determinada subcuenca y trabajando con cada celda en forma individual, la ecuación podría reescribirse como:

$$W_c = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F_c \text{ [m}^3\text{/año]}$$

y aplicando sumatoria para la totalidad de celdas de una subcuenca a ambos miembros se tiene:

$$\Sigma W_c = \Sigma (T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \cdot F_c) \text{ [m}^3\text{/año]}$$

Como la superficie de las celdas trabajando en formato raster es una constante, la expresión anterior es equivalente a:

$$W = \Sigma W_c = F_c \Sigma (T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2}) \text{ [m}^3\text{/año]}$$

con lo que el volumen promedio anual erosionado de sedimento ($m^3/año$) para la subcuenca puede calcularse sumando todos los valores de W_c/F_c de las celdas incluidas en la superficie de la misma y multiplicando dicha sumatoria por la superficie de las casillas.

De esta forma, para cada celda se calculó el término:

$$W_c/F_c = T \cdot h \cdot \pi \cdot Z^{3/2} \text{ [m}^3\text{/año km}^2\text{]}$$

donde:

W_c = volumen promedio anual de sedimento ero-

sionado ($m^3/año$) en la celda.

F_c = superficie de la celda (km^2).

Para poder llevar a cabo esta operación fue necesario contar con la información distribuida espacialmente de cada una de las variables que intervienen en el cálculo.

El término W_c/F_c indica la tasa anual promedio de producción de sedimento por erosión ($m^3/año km^2$), por lo que el mapa de su distribución en toda la Alta Cuenca del Río Bermejo, presentado en la Figura 2.1, es un claro indicador de las zonas más susceptibles de ser atacadas por erosión superficial.

Obtenido el valor de W para cada cuenca, debe multiplicarse por el coeficiente de retención (R), que expresa la cantidad del sedimento producido que llega a la sección final de la cuenca, luego de la deposición interna.

El valor de R depende de parámetros que caracterizan a la cuenca, por lo que no se puede trabajar con las celdas como unidad de cálculo. El método define un único valor de R para la cuenca y por lo tanto todas las celdas incluidas en ella tendrán el mismo valor.

Como la zona de estudio abarca una superficie del orden de los $50.000 km^2$ se desagregó el cálculo del parámetro R a 134 subcuencas, para las que fueron definidas todas las variables necesarias para el cálculo del coeficiente de retención, con el objeto de representar de la mejor forma los aspectos asociados con la deposición de sedimentos dentro de cada zona del área de estudio.

El cálculo final consistió en la determinación del volumen de sedimento producido por erosión y transportado a la sección final de la Cuenca (G)



Figura 2.1
Distribución de la tasa anual promedio de producción de sedimento por erosión ($m^3/año km^2$)

para cada una de las subcuencas de aporte, multiplicando los correspondientes valores de W y R.

En la Figura 2.2 se presentan las subcuencas agrupadas de acuerdo con las estaciones de medición asociadas; es decir, que se han representado con un mismo color las zonas cuya producción de material puede ser observada en la misma sección. Para conocer la producción de sedimentos por erosión superficial en las zonas dominadas por una determinada estación se realizó la sumatoria de los valores de G correspondientes a las subcuencas incluidas en dichas áreas. Los resultados se indican en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1
Estimación del material producido por erosión superficial que llega a las secciones de aforo

Estación	Tn/año
Arrayanal	881.200
San Juancito	11.326.000
Bajada de Pinto	2.852.100
El Angosto	1.167.300
Caimancito	21.427.000
Peña Alta	3.811.200
San José	2.881.600
Pto.Romero-C.Cedros	672.900
Río Blanco	2.826.200
Astilleros	13.551.600
San Telmo	13.703.800
Alarache	5.252.000
Balapuca	6.120.500

En algunas de las estaciones indicadas se cuenta con registros de aforos de sólidos en suspensión para diferentes períodos que, por supuesto, tienen

en cuenta la producción de sedimentos debida a todas las posibles causas de erosión.

La comparación entre las estimaciones realizadas con la metodología de Gavrilovic y los registros muestra que, en general, salvo en las cuencas de aporte donde se desarrollan importantes procesos de remoción en masa, los montos de sedimento medidos y calculados son del mismo orden de magnitud, sobre todo teniendo en cuenta que el método da como resultado la producción de sedimento anual y que ésta se compara con una integración de registros temporales de gran variabilidad.

Como ejemplo del buen ajuste logrado con el modelo se analizó en particular la producción de sedimentos en la cuenca del río Tolomosa, en Bolivia, hasta la sección de la presa San Jacinto (438 km²). Para esta presa, cuyo embalse sufre fuertes procesos de colmatación, pudo calcularse la cantidad de sedimentos depositada en el mismo por comparación de batimetrías del vaso. De este modo se obtuvo un aporte de 1.600 m³/km²/año, lo que expresado en volumen de material seco da en el orden de 350.000 m³/año en el área de la cuenca. El modelo de producción de sedimentos arrojó un resultado de 362.000 m³/año, que resulta coincidente con las mediciones.

Las diferencias observadas, aún en las situaciones en las que la erosión superficial es la principal fuente de sedimentos, pueden deberse al carácter empírico del método empleado, a la asignación de los coeficientes, a otras fuentes de producción, entre otras, sumadas al alto grado de variabilidad que implica el trabajar con producción y transporte de sedimentos en agua.

En el mismo sentido, el parámetro R, que repre-



Figura 2.2
Subcuencas de aporte agrupadas de acuerdo con las estaciones de aforo.

senta la cantidad del sedimento erosionado que se retiene o deposita en la cuenca, es el que presenta las mayores incertidumbres en su determinación, siendo más preciso efectuar el traslado del sedimento producido mediante un modelo de transporte que resuelva las ecuaciones que gobiernen el fenómeno, aunque implementar esto a un estudio regional es prácticamente imposible.

La valoración cuantitativa precisa de la producción de sedimentos de una cuenca resulta, pues, improbable en la práctica, a excepción de aquellos sitios en que se disponga información fehaciente para proceder al ajuste de la metodología, debido a la complejidad del proceso erosivo, a la cantidad de factores que influyen en el mismo y a la escala de los fenómenos en juego que involucran desde cuestiones tan puntuales como la cohesión de las partículas del suelo hasta parámetros de orden regional, como la temperatura o las precipitaciones en la cuenca. No obstante, la metodología utilizada da resultados adecuados a los fines de caracterizar las zonas más susceptibles de presentar procesos de erosión superficial y constituye una herramienta eficaz a la hora de evaluar alternativas de manejo de las cuencas de aporte.

En este marco se estudió en la Alta Cuenca del Río Bermejo la variación de la cantidad de material sólido generado ante cambios en la cobertura vegetal. Se estudiaron cinco casos:

Caso 1: Transformación del 100% del pedemonte para agricultura.

Caso 2: Transformación del 50% del pedemonte para agricultura.

Caso 3: Transformación del 100% de la selva montana a la categoría de cobertura inmediata

inferior, excepto las áreas naturales protegidas.

Caso 4: Transformación del 15% de la selva montana a suelo desnudo.

Caso 5: Transformación del 25% del pastizal serrano a suelo desnudo.

El total de material producido por erosión superficial y transportado a la sección final de la Cuenca (Junta de San Francisco) para la situación actual es del orden de 18.560.000 (el 64 % se genera en territorio argentino y el 36 % restante en el boliviano), mientras que para los cinco casos de variación de la cobertura vegetal, los valores se muestran en la Tabla 2.2

Tabla 2.2
Material producido por erosión superficial según casos con cambio en la cobertura vegetal.

Caso	Material producido por erosión superficial (en m ³ /año)	Aumento relativo
Caso 1	22.100.000	19,1 %
Caso 2	19.960.000	7,6 %
Caso 3	19.850.000	7,0 %
Caso 4	20.880.000	12,5 %
Caso 5	20.350.000	9,6 %

Más allá de la importancia de estos porcentajes a nivel de toda la Cuenca, los cambios de cobertura vegetal analizados pueden afectar notoriamente un sector localizado, con incrementos máximos a nivel de las subcuencas en que fue dividida la zona de estudio (134 subcuencas) respecto de la situación actual, de hasta un 700%.

Mediante el análisis de cambios en la cobertura vegetal, se observó la sensibilidad de este paráme-

tro en la producción de sedimentos, tanto a nivel regional como local, determinándose zonas críticas respecto de las condiciones de protección dadas por la vegetación y el uso del suelo.

2.1.2. Procesos de desmoronamiento, deslizamiento y flujos rápidos de remoción en masa

2.1.2.1. Aspectos generales

Los movimientos de remoción en masa rápidos, tales como desmoronamientos (*slumps*), deslizamientos (*slides*) de masas de rocas y de detritos, caídas (*falls*) de masas rocas y de detritos y flujos de barro o de tierra (*mudflows* o, en general, *debris flows*) son característicos de muchas regiones montañosas. En las áreas en las que operan, no sólo constituyen importantes modeladores del paisaje, contribuyendo a la degradación de áreas positivas, sino que proveen grandes volúmenes de materiales sólidos a las cuencas hídricas.

Muchos de estos desplazamientos son característicos de las áreas de aporte o de las zonas de cabeceras de las cuencas hídricas, tal el caso de los desmoronamientos, deslizamientos y caída de rocas y detritos. Estos procesos, favorecidos por los fenómenos de meteorización física o de desintegración de las rocas y por marcados relieves, son generadores de acumulaciones detríticas en las áreas proximales a los sistemas fluviales y poseen un muy elevado nivel de energía potencial, por lo que constituyen la fuente de alimentación detrítica de las cuencas hídricas al ser posteriormente removilizados en forma gravitacional por otros agentes superficiales.

Por su parte, los flujos de barro y de tierra, junto

con otros agentes de transporte fluvial (tales como flujos hiperconcentrados, mantos de crecientes y crecientes encauzadas), se alimentan de los anteriores y producen el transporte de sedimentos de todas las granulometrías posibles hacia las regiones ubicadas fuera del frente de montaña. Generan así las más importantes acumulaciones de los abanicos y conos aluviales y de los sistemas fluviales entrelazados gravosos proximales (transversales y longitudinales) de las cuencas hídricas, así como buena parte de la carga detrítica traccional, suspensiva y de lavado del sistema fluvial colector medio y distal.

Con todo, estos movimientos de remoción en masa rápidos no operan con igual intensidad en cualquier región caracterizada por fuertes desniveles topográficos, existiendo diversos factores determinantes de la existencia de estos procesos de movilización detrítica.

Factores geológicos

Los factores geológicos son de distinta índole. Por una parte se encuentran los aspectos litológicos, entre los que se destaca la presencia de materiales no consolidados a poco consolidados, entre ellos las rocas sedimentarias (areniscas, fangolitas, arcilitas, carbonatos) o metamórficas de bajo grado (pizarras, filitas, esquistos), así como las gravas sueltas que favorecen la disponibilidad detrítica y proveen de una elevada tasa de materiales susceptibles a la movilización por agentes gravitacionales.

Resultan también importantes los aspectos estratigráficos, tales como la existencia de sucesiones estratificadas (sedimentarias, piroclásticas, inclusive volcánicas), así como foliadas o esquistosas (me-

tamórficas de bajo grado), en las que, además de las superficies planares de discontinuidad, son significativas las alternancias entre cuerpos de rocas porosas y no porosas. Estos conjuntos estratificados proveen mayores volúmenes de materiales en comparación con los cuerpos de rocas más homogéneas, como son los granitoides (granitos, granodioritas, tonalitas, etc.) y las metamórficas de alto grado (gneisses y migmatitas).

A los antes mencionados debemos sumar los aspectos estructurales, entre los que se destacan la existencia de conjuntos rocosos deformados (dislocados, plegados) y las presencia de fallas y diaclasas que favorecen la desintegración y el desprendimiento de las masas rocosas. Particularmente, las escarpas de falla y de frentes de corrimiento o de cabalgamiento adquieren una importancia fundamental al producir significativas diferencias de topografía regionales y locales. Por otra parte, la existencia de sucesiones dislocadas con fuertes valores del ángulo de buzamiento (inclinación máxima de estratos u otras estructuras planares) son fuentes esenciales de aprovisionamiento detrítico y de masas de rocas, sobre todo cuando la orientación de las capas inclinadas coincide con las de la pendiente de las laderas montañosas (pendientes de buzamiento).

Entre los factores geológicos, el vulcanismo ejerce un rol fundamental en la generación de muy diversos tipos de movimientos en masa (Polanski, J.; 1966). Desde ya que en primer término los fenómenos volcánicos son en sí mismos generadores de relieves, pero aparte de estos factores los episodios volcánicos son capaces en pocos instantes de generar enormes volúmenes de materiales detríticos que pueden ser removilizados gravitacionalmente.

Al respecto, en forma independiente de los productos primarios del vulcanismo (como son la generación de flujos lávicos, las caídas y los flujos piroclásticos), los fenómenos explosivos pueden producir grandes procesos de removilización detrítica por colapso gravitacional y por aportes significativos de grandes volúmenes de agua, como fusión de glaciares de las cumbres volcánicas o, súbito vaciamiento de los lagos de los cráteres (Mazzoni, M.; 1986).

Factores geomorfológicos

Ya se ha mencionado que el relieve de un área de montañas es fundamental para la producción de los movimientos de remoción en masa rápidos. Por supuesto que, cuanto mayores sean los desniveles, más altas serán las posibilidades de poner en movimiento volúmenes rocosos. En este sentido deben considerarse tanto el relieve absoluto (alturas máximas sobre el nivel del mar) como los relieves relativos o locales; es decir, las diferencias de nivel entre los puntos topográficamente más altos y la localización de los valles o los niveles de base locales.

Se mencionan a continuación algunos ejemplos sobre la importancia de los factores geomorfológicos.

En las áreas cordilleranas, las cotas absolutas determinan la existencia de la línea de *firn* o de nieve y de la línea de vegetación. La posición de estas líneas está obviamente relacionada con la latitud a la que se encuentra localizada la región y con los fenómenos climáticos globales. Al respecto, durante el Pleistoceno, y a causa del fenómeno de enfriamiento global, la posición de la línea de nieve fue más baja que en la actualidad dando lugar a fenómenos de glaciación o de nivación en áreas que hoy

en día aparecen desprovistas de hielo, de nieves permanentes o semipermanentes. Estos procesos de glaciación o nivación del Pleistoceno han sido factores esenciales en la generación de grandes volúmenes de detritos que quedan disponibles para su removilización durante los posteriores períodos post-glaciales o de climas más benignos.

Al pie de las regiones montañosas, y donde se produce la salida del frente topográfico de los colectores fluviales principales, hay un brusco cambio en las pendientes que se traduce en la súbita deposición de muy abundantes materiales detríticos con la consecuente generación de un cono o abanico aluvial, caracterizado por el desarrollo de una red de drenaje distributaria, justamente a expensas de cada canal de descarga (Denny, C.; 1967; Hooke, R.; 1967). Estos grandes cuerpos sedimentarios, generados por la interacción de crecidas no encauzadas, crecidas en manto y movimientos de remoción en masa rápidos, suelen tener un crecimiento vertical, lateral y frontal muy vertiginoso, lo que favorece los procesos de progradación o de avance del frente de acumulación sedimentaria (Blair, T.; 1987; Nemec, W. y Postma, G.; 1993; Collinson, J.; 1996). El tamaño y tasa de crecimiento de los abanicos aluviales depende del relieve, de la constitución geológica de las áreas de aporte y, fundamentalmente, del desarrollo o tamaño de la cuenca imbrífera de cabecera. Como consecuencia de estos fenómenos, el canal de descarga también prograda sobre la superficie del abanico que él mismo creó, desplazando distalmente el punto de distribución de cargas (o punto de generación de la red de drenaje distributaria) y produciendo una fuerte excavación en el área de cabeceras del propio abanico

(Denny, C.; 1967; Spalletti, L.; 1972). Este proceso deja a los sedimentos de esa zona apical “colgados” o susceptibles a ser removilizados por caída hacia el canal de descarga.

Factores climáticos

La existencia de procesos de remoción en masa está estrechamente vinculada con la provisión de agua. La situación más favorable para que se produzcan estos desplazamientos no se da cuando la disponibilidad de agua es más o menos permanente, sino cuando sus aportes son súbitos y/o esporádicos. Así, como es importante la fusión de glaciares o vaciamiento de lagos-cráteres en los procesos de vulcanismo, el clima puede constituirse en un factor esencial en las episódicas contribuciones de agua al sistema de generación-transporte-acumulación de sedimentos.

En tal sentido, los aportes súbitos o esporádicos de agua están relacionados con dos distintas condiciones climáticas: glaciales y semiáridas. En climas relativamente fríos, con glaciares templados, como los de tipo alpino, en el invierno prevalece la acumulación nival, pero en los veranos se hace predominante la ablación y, por lo tanto, los sistemas sedimentarios reciben una sobrealimentación de caudales hídricos, lo que favorece la generación de movimientos de remoción en masa rápidos, así como de flujos hiperconcentrados y de crecientes encauzadas.

Por su parte, en las regiones semiáridas, las lluvias son escasas pero su precipitación es copiosa, concentrándose durante muy breves períodos del año (verano), en los que obviamente son mayores las posibilidades de generación de desmorona-

mientos, deslizamientos y flujos en masa (Polanski, J.; 1966). Más aún, este efecto puede verse acentuado con las primeras precipitaciones torrenciales que suceden a periodos con varios veranos poco lluviosos, ya que resulta muy grande la disponibilidad de materiales detríticos y masas de rocas con elevada energía potencial, susceptibles a los procesos de removilización gravitacional.

Factores orgánicos

Están referidos a la cubierta vegetal y, en tal sentido, cuanto más desprovista de vegetación se encuentre la superficie del terreno son mucho mayores las posibilidades de removilizar a las masas detríticas y de rocas (Spalletti, L.; 1972). En las regiones montañosas de latitudes medias y altas, las áreas con mayor susceptibilidad a la erosión son las que se encuentran en las partes altas de las laderas, a alturas por encima de la línea de vegetación. En las regiones semiáridas, la existencia de una pobre cobertura vegetal y el desarrollo de suelos esqueléticos poco cohesivos, desde los desnudos a aquéllos que soportan una rala pastura de montaña, favorece enormemente el fenómeno de generación de deslizamientos, procesos de caída y de flujos de detritos. A este respecto, vale la pena comentar que los abanicos aluviales de regiones secas a semiáridas (Bull, W.; 1972; Spalletti, L.; 1972, 1980; Ethridge, F.; 1985) están caracterizados por la acumulación de materiales gruesos (aglomerados a gravas) debido a la interacción de fenómenos de crecientes fluviales, flujos hiperconcentrados y flujos de barro y de tierra, mientras que los abanicos aluviales de las regiones húmedas (Ethridge,

F.; 1985) están constituidos por una red de drenaje trenzada de naturaleza gravosa o gravo-arenosa en la que dominan netamente los procesos de sedimentación fluviales o por crecidas encauzadas.

2.1.2.2. Los procesos en masa en las áreas de cabeceras de la Alta Cuenca del Río Bermejo

La existencia de fenómenos de removilización detrítica por movimientos de remoción en masa en el noroeste argentino ha sido destacada por diversos autores y resulta de singular importancia en distintas áreas de la Alta Cuenca del Río Bermejo (Harrington, H.; 1946; Polanski, J.; 1966; Spalletti, L.; 1972). El análisis de los procesos y de las contribuciones de detritos por desmoronamientos, deslizamientos y flujos en masa rápidos en esta región requiere de la ponderación del conjunto de factores que se han discutido previamente.

Desde el punto de vista geológico, al occidente se ubica la Cordillera Oriental que se extiende hasta la Quebrada de Humahuaca, mientras que al este de esta depresión se pasa al ambiente de las Sierras Subandinas. Predominan en la región las sucesiones leptometamórficas del basamento (pizarras, metapelitas y areniscas levemente metamorfizadas) correspondientes a la Formación Puncoviscana y espesas sucesiones sedimentarias clásticas y carbonáticas del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y Devónico. En forma más restringida se identifican sedimentitas silicoclásticas del Carbonífero hasta Triásico, las que son cubiertas por los importantes depósitos clásticos y carbonáticos correspondientes al rift del Cretácico-Terciario. Completan la estratigrafía los depósitos predominantemente clásticos

de las cuencas de antepaís neógenas generadas como resultado de la tectónica andina, y la espesa cobertura de sedimentos fluviales y diamícticos cuaternarios. Toda la región muestra el absoluto dominio de sucesiones estratificadas, las que, dada la disposición coincidente de las principales líneas de fracturación de los sobrecorrimientos andinos y el rumbo y vergencia de las principales estructuras de plegamiento, se disponen preferentemente en fajas con un marcado sentido meridiano; es decir, paralelas a la orientación de los principales sistemas fluviales (río Grande de Jujuy, río Bermejo, río Grande de Tarija, río San Francisco).

Los fenómenos volcánicos, tan importantes en el área puneña a las mismas latitudes, no se manifiestan en la Alta Cuenca del Bermejo salvo los aportes de cenizas transportadas desde la Puna por los vientos del sector cordillerano.

Las áreas topográficamente elevadas, así como los sectores de pendientes máximas, también se orientan según ejes norte-sur, especialmente a lo largo de las divisorias locales que flanquean a los mencionados sistemas fluviales. Las temperaturas medias anuales están fuertemente reguladas por el relieve.

En cambio, las precipitaciones pluviales no responden al mismo patrón, ya que los mínimos valores se concentran sobre el margen noroeste y oeste de la Cuenca del Bermejo, prácticamente en el límite entre la Cordillera Oriental y la Puna, aunque con un diseño que se acuña rápidamente de norte a sur, en tanto que las máximas precipitaciones muestran una distribución diagonal (NNE–SSO) que sigue por el norte los cursos del Bermejo y Grande de Tarija y, por el sur, la parte más austral de la Quebrada de

Humahuaca y el eje San Salvador de Jujuy–Salta.

La distribución de los suelos y de la vegetación conjugan los factores de topografía y precipitaciones. Las áreas altas con bajas precipitaciones muestran el predominio de suelos muy poco desarrollados, esqueléticos (torriortentes típicos y líticos, criortentes líticos y pelárgides típicos) y vegetación puneña y prepuneña asociada a zonas desprovistas de cobertura o bien de carácter altoandino. Estas características se aprecian en las cabeceras y márgenes derecha e izquierda del río Grande de Jujuy, así como en las cabeceras de los tributarios del Bermejo en las inmediaciones del límite con Bolivia que proceden del oeste, como por ejemplo los ríos Pescado e Iruya.

En síntesis, se puede afirmar que las áreas de la Alta Cuenca del Río Bermejo con mayor susceptibilidad a la generación de desmoronamientos, deslizamientos y flujos rápidos de remoción en masa van a ser aquéllas en las que se sumen:

- a) constitución por rocas estratificadas (sedimentarias) y/o foliadas a esquistosas (metamorfitas de bajo grado);
- b) estructura geológica que favorezca el desarrollo de importantes desniveles locales, así como conjuntos estratificados con alto buzamiento, en especial coincidente con la pendiente de las laderas;
- c) presencia de fenómenos de meteorización física (desintegración de masas rocosas) por insolación, variaciones muy amplias en las temperaturas extremas diarias y procesos de congelamiento intermitente;
- d) cotas máximas absolutas altas que han favorecido los procesos glaciales y/o de nivación en

el Pleistoceno (fuente importante de generación de detritos);

e) desarrollo de grandes abanicos aluviales de regiones secas o semiáridas (drenaje distributivo a partir de un curso troncal), estrechamente ligados a áreas con importantes desniveles y buen desarrollo de la red imbrífera de cabeceras proveedora del cañón o colector principal;

f) clima semiárido, con escasas precipitaciones concentradas en breves períodos del año (lluvias copiosas);

g) suelos esqueléticos, poco maduros o azonales, así como pobre cobertura vegetal.

Las regiones de la Alta Cuenca del Río Bermejo en las que confluyen todos o la gran mayoría de los factores citados son:

1. las cabeceras del río Pescado;
2. las cabeceras del río Iruya;
3. los tributarios del río Grande de Jujuy, sobre todo los ubicados en el ámbito de la Quebrada de Humahuaca a alturas superiores de los 2.000 m (Mazzoni, M.; Spalletti, L.; 1972). Sin descartar ninguno de los sistemas tributarios de este curso fluvial, puede hacerse especial mención a los que drenan la Cordillera Oriental, como los ríos Yacoraite, Purmamarca, Tumbaya, Medio (área de Volcán) y León, dadas las particulares características geológicas, topográficas, geomorfológicas, climáticas y fitogeográficas de las regiones en las que se ubican y el tamaño de las cuencas imbríferas involucradas. También pueden generarse flujos gravitacionales en las cuencas imbríferas de los tributarios que proceden de la Cordillera Oriental y se emplazan algo más al sur, aunque en este caso, y tal como ocurre con

el río Reyes, tienen importancia los que tienen cuencas de drenaje muy amplias y sus cabeceiras se emplazan a gran altura. Sobre la margen izquierda del río Grande las redes de drenaje no están tan desarrolladas; volúmenes considerables de materiales generados por remoción en masa pueden ser aportados por los tributarios Calete, Huasamayo y Punta Corral (Mazzoni, M.; Spalletti, L.; 1972).

Vale destacar que el análisis de la potencialidad para el desarrollo de procesos de desmoronamientos, deslizamientos y, fundamentalmente, flujos de remoción en masa rápidos como productores de importantes volúmenes de detritos a la Alta Cuenca del Bermejo encuentra amplias coincidencias con los parámetros calculados en el modelo de generación y transporte de sedimentos por erosión superficial.

2.1.2.3. Aspectos hidráulicos de los flujos densos

El estudio del problema de los flujos densos en la Alta Cuenca del Bermejo es de sumo interés, tanto desde el punto de vista del conocimiento del fenómeno en sí como del desarrollo de metodologías de diseño de obras sometidas a la acción de este tipo de flujos, que generan solicitaciones de magnitudes superiores a las correspondientes a flujos de agua cargados de sedimentos.

El tema de los flujos densos ha sido analizado desde diferentes disciplinas, entre las que se destacan la geología y la hidráulica. Aún dentro de cada una de ellas existe un amplio espectro de enfoques y definiciones, muchas veces contrapuestos.

En términos generales, se aprecia que los en-

foques de las dos especialidades mencionadas para el tratamiento de los procesos de transporte por flujos densos y de sus productos han seguido caminos paralelos, encontrándose muy escasos puntos de convergencia (Spalletti, Brea, Spalletti, 2002). Los motivos de ello quizá puedan deberse a que los geólogos hacen hincapié en los productos (sedimentos, depósitos) a los que conducen estos procesos, mientras que los ingenieros han prestado mucha mayor atención a las cuestiones hidrológicas y reológicas; es decir, al funcionamiento de estos mecanismos de transporte en masa.

En efecto, más allá de las investigaciones básicas sobre el tema de los flujos densos, la hidráulica de ríos apunta a las aplicaciones prácticas en el campo de la ingeniería relacionadas con este tipo de fenómenos, las cuales necesitan imperiosamente de la cuantificación de los procesos. Así, los desarrollos que parten de conocer la física del problema, analizando las fuerzas en juego y que plantean ecuaciones que resuelven la dinámica del problema, resultan los más adecuados. Aún cuando la aplicación de los modelos surgidos de estas metodologías es todavía difícil, debiendo recurrirse al empirismo para la resolución de casos prácticos, el conocimiento del comportamiento cualitativo de los flujos densos que se adquiere que a partir de su desarrollo constituye una base fundamental frente a un problema de ingeniería concreto con necesidad de ser resuelto (Brea, Spalletti, 2003).

En situaciones normales, en los flujos cargados de sedimentos, éstos son transportados por la corriente, teniendo poca influencia en el comportamiento de la misma. En otras situaciones la presencia de muy grandes cantidades de par-

tículas de sedimentos es de tal magnitud que influye notablemente en la mezcla, cambiando las propiedades del fluido y de su comportamiento. A los flujos de estas características se los denomina hiperconcentrados (Wang, Wang, 1994).

En el marco de los flujos hiperconcentrados de sedimentos, los flujos densos pueden clasificarse en tres tipos: inundaciones o crecidas de barro (*mud floods*), flujos de barro (*mudflows*) y flujos de detritos (*debris flows*) (Julien, León, 2000). Se diferencian entre sí en los procesos físicos involucrados en cada uno de ellos que son función de la reología de la mezcla agua-sedimento.

El volumen y las propiedades de la matriz del fluido (mezcla agua-sedimento) gobiernan la hidráulica del flujo, su desplazamiento y la deposición de los sedimentos. Las propiedades dependen de la concentración de sedimentos, de la distribución granulométrica y del contenido de arcillas.

Algunos autores (Bello et al, 2000) colocan al comienzo de la clasificación anterior a las inundaciones o crecidas de agua (*water floods*), haciendo referencia a flujos con concentraciones en volumen menores al 20 % ($C_v < 20\%$), con transporte convencional de sedimentos como carga de fondo y en suspensión. Por tratarse de un análisis de los flujos densos, consideraremos aquí los tres tipos presentados inicialmente.

Las *inundaciones o crecidas de barro* son típicamente hiperconcentraciones de partículas no cohesivas que presentan un comportamiento muy fluido para un rango de concentraciones de sedimento en volumen (C_v) de hasta un 40 %. Tienen régimen turbulento, dependiendo la resistencia al flujo de la rugosidad de los bordes, como en los

flujos turbulentos en agua clara.

Los *flujos de barro*, por su parte, se caracterizan por una concentración de limos y arcillas lo suficientemente alta como para cambiar las propiedades de la matriz del fluido, favoreciendo el transporte de grandes tamaños de material. De este modo, los flujos de barro se comportan como una masa fluida muy viscosa que, a altas concentraciones, es capaz de transportar en superficie piedras de gran tamaño. La C_v de la matriz del fluido en flujos de barro está en un rango entre el 45 y el 55 %. Los flujos de barro presentan altas viscosidades y esfuerzos de cedencia, pudiendo viajar grandes distancias en pendientes moderadas a bajas velocidades, para depositarse en forma lobular en los abanicos aluviales.

Los *flujos de detritos* se componen de una mezcla de materiales clásticos, incluyendo grandes piedras, troncos, etc, donde la colisión lubricada entre las partículas es el mecanismo dominante de disipación de energía. El conocimiento de este tipo de flujos se debe en gran medida a Takahashi (Takahashi, 1978).

Un flujo detrítico consiste en una mezcla de agua y sedimentos de varios tamaños que van desde las arcillas hasta bloques de varios metros (Bateman et al, 2006-2). Se consideran de elevada peligrosidad en áreas de montaña debido a su gran cantidad de movimiento y volumen movilizado. Los flujos son generalmente generados por diversos tipos de fenómeno que provocan inestabilidades en la masa de terreno, pero la causa más común es una lluvia con alta intensidad (Takahashi, 1991). También se pueden formar flujos detríticos por erosión e incorporación progresiva de material en el flujo aumen-

tando de esta manera el contenido de sólidos. Los flujos detríticos por su gran cantidad de movimiento son capaces de subir contrapendientes y ascender por el exterior de las curvas que los contienen. Este fenómeno es utilizado sobre todo para cuantificar la velocidad del flujo de detritos a posteriori de un evento (Johnson y Rodine, 1984).

Las mezclas de agua y sedimento dan lugar a una gran variedad de reologías y, por tanto, de flujos. Debe quedar claro que el flujo de material que estamos tratando no es producto de un simple deslizamiento sino que el interior del mismo se deforma continuamente desplazando las partículas que lo componen de un sitio a otro dentro de la matriz, provocando esfuerzos internos que disipan la energía del material por medio de mecanismos de fricción.

Los flujos densos tienen características bien distintas a los de agua limpia, incluyendo el gran potencial de incorporación de material durante su trayectoria por erosión basal y lateral, un caudal máximo que supera fuertemente caudales puramente hidrológicos o la presencia de diferentes pulsaciones durante un evento.

El flujo pasa de tener altas pendientes (más de 40° en la zona de iniciación) a pasar a no más de 3° en la zona de depósito. Adicionalmente a las cantidades enormes de material que se transportan y depositan en este tipo de flujos, los mismos presentan una concentración de energía enorme capaz de erosionar el lecho provocando la incorporación de más material al propio flujo. Se trata pues de un flujo que se puede retroalimentar y eso lo hace dinámicamente creciente. El cambio de pendiente brusco que sufren los cañones al salir hacia

los valles y el fin de la potencia de los lechos hasta la roca son los que al final ponen fin a este tipo de fenómenos retroalimentados. El primero porque la producción de energía disminuye drásticamente y el segundo, por limitación física.

Reología de los flujos hiperconcentrados

Dentro de los flujos hiperconcentrados de sedimentos, el comportamiento reológico involucra la interacción de diversos y complejos procesos físicos. Las partículas sólidas pueden chocar, rozar, rotar y vibrar en el desarrollo del movimiento.

Los cuatro elementos clave en el intercambio de momento de un flujo hiperconcentrado de sedimentos son: la viscosidad de la matriz de fluido, la turbulencia, la fricción entre partículas y la colisión entre las mismas.

La cohesión entre las partículas finas de sedimento controla el comportamiento no newtoniano de la matriz de fluido. Esta cohesión contribuye al esfuerzo de cedencia (*yield stress*) τ_y , que debe ser excedido por una tensión aplicada para iniciar el movimiento del fluido.

Para grandes tasas de corte (du/dy , velocidad de deformación), como puede ocurrir en abanicos aluviales empinados, pueden generarse tensiones turbulentas. Una componente adicional de la tensión de corte, la dispersiva, aparece en flujos turbulentos por la colisión de las partículas de sedimento bajo grandes tasas de deformación. Las tensiones dispersivas altas ocurren cuando las partículas más grandes de sedimento dominan el flujo y el porcentaje de partículas cohesivas es pequeño. A muy altas concentraciones de sedimen-

tos finos, el impacto turbulento y dispersivo entre partículas es suprimido, y el flujo se aproximará a uno laminar.

La concentración de sedimentos puede variar drásticamente en un mismo evento de crecida, alternándose el dominio de las tensiones viscosas y turbulentas, produciendo flujos pulsantes.

La tensión de corte total en flujos hiperconcentrados de sedimentos puede ser calculada por la suma de cinco componentes:

$$\tau = \tau_c + \tau_{mc} + \tau_v + \tau_t + \tau_d$$

donde la tensión de corte total τ depende del esfuerzo de cedencia cohesivo τ_c , la tensión de corte de Mohr-Coulomb τ_{mc} , la tensión de corte viscosa τ_v , la tensión de corte turbulenta τ_t y la tensión de corte dispersiva τ_d . Escribiendo la ecuación anterior en términos de la tasa de corte dv/dy o gradiente de velocidad se obtiene la ecuación cuadrática reológica (O'Brien and Julien, 1985):

$$\tau = \tau_y + \eta \left(\frac{dv}{dy} \right) + C \left(\frac{dv}{dy} \right)^2$$

siendo η la viscosidad dinámica; τ_y el esfuerzo de cedencia ($\tau_y = \tau_c + \tau_{mc}$), y C representa el coeficiente de la tensión de corte inercial.

Los dos primeros términos de la ecuación corresponden a las tensiones de corte de Bingham y representan las tensiones de resistencia internas de un fluido de esas características. La suma de la tensión de cedencia y la viscosa define la tensión de corte de un fluido hiperconcentrado de sedimentos cohesivo en un régimen de flujo viscoso. El último término es la suma de las tensiones de corte dis-

persiva y turbulenta, que es función del cuadrado del gradiente de velocidad.

Julien y Lan (1991) propusieron una formulación adimensional del modelo reológico con tres parámetros que definen las tres clases de flujos hiperconcentrados en cuestión. Estos parámetros son:

- exceso de tensión de corte adimensionalizada t^* ;
- relación dispersiva-viscosa Dv^* (para grandes Dv^* el flujo es dispersivo; para valores pequeños el flujo es viscoso);
- relación turbulenta-dispersiva Td^* (para grandes Td^* el flujo es turbulento, para valores pequeños el flujo es dispersivo).

A partir del contraste del modelo con datos de otros investigadores (Figuras 2.3 y 2.4), surgen los siguientes valores guía para los flujos hiperconcentrados:

- inundaciones de barro ocurren cuando son dominantes las tensiones turbulentas con $Dv^* > 400$ y $Td^* > 1$
- flujos de barro ocurren cuando son dominantes las tensiones viscosas y de cedencia con $Dv^* < 30$
- flujos de detritos son esperados cuando son dominantes las tensiones dispersivas con $Dv^* > 400$ y $Td^* < 1$

En resumen, la resolución de la ecuación cuadrática reológica permite desarrollar modelos numéricos a partir de cuya aplicación pueden obtenerse resultados de interés para la resolución de problemas ingenieriles relacionados con los flujos densos. En la práctica, la ausencia de los datos básicos necesarios, más la dificultad de determinarlos o definirlos, complica el uso de estas herramientas en la mayoría de los casos, por lo que debe recurrirse al empirismo.

De los modelos que resuelven la ecuación reológica que gobierna este tipo de fenómenos merecen mención el FLO-2D (FLO-2D, 2003) y el FLATModel (Bateman et al, 2006-1). El primero de ellos permite el análisis de todo el rango de flujos hiperconcentrados descripto, mientras que el segundo permite el análisis sólo de los flujos de detrito granulares.

Si bien es fundamental el conocimiento de la física de este tipo de fenómenos, la mecánica de los flujos densos es materia de investigación en pleno desarrollo y, consecuentemente, existe una notoria escasez de lineamientos o recomendaciones de manual para la resolución práctica de proyectos de ingeniería en estas condiciones (Hopwood, Cardini, 2003).

2.1.2.4. Aplicaciones prácticas ante problemas de ingeniería en la Alta Cuenca del Río Bermejo

En numerosos ríos y cauces de montaña del noroeste argentino se presentan las condiciones necesarias para la generación de flujos densos. La afectación de poblaciones o infraestructura producida por estos eventos motiva la necesidad práctica de efectuar el proyecto y construcción de obras que mitiguen los daños asociados a los mismos.

Como se indicara, la Alta Cuenca del Río Bermejo se destaca por la susceptibilidad a la generación de procesos de remoción en masa que son los disparadores habituales de los flujos hiperconcentrados. Los eventos registrados en los tributarios del río Grande, en el río Colanzulí-Iruya, en el San Andrés y en el Arroyo Santa Rita permiten confirmar esta afirmación.

Sabido es que la cuenca del río Iruya se destaca por su elevada producción de sedimentos, lo

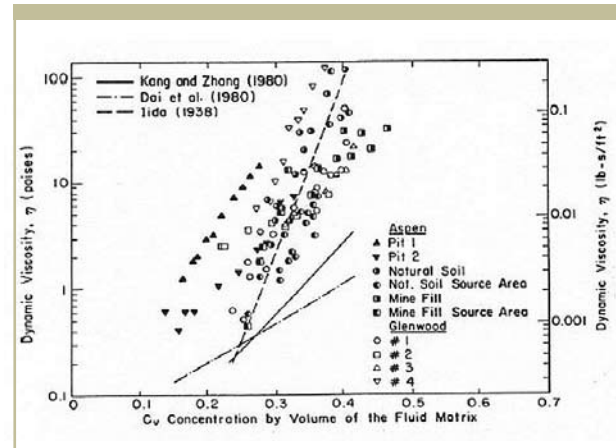


Figura 2.3
Viscosidad dinámica en función de la concentración volumétrica.

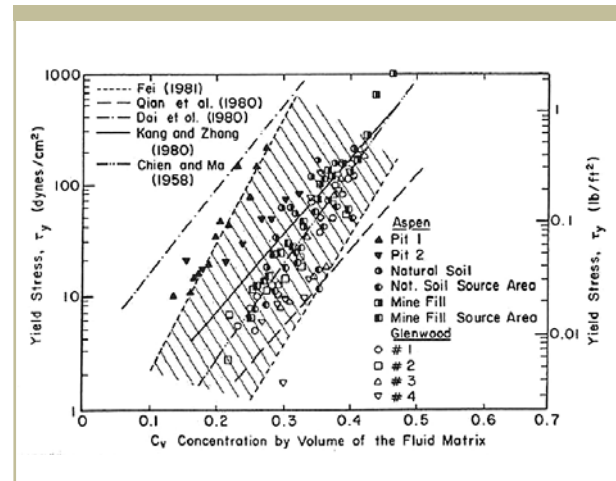


Figura 2.4
Esfuerzo de cedencia en función de la concentración volumétrica.

que dio motivo a numerosos estudios básicos sobre la misma (Pérez Ayala, Rafaelli, Brea, Peviani, 1998). Uno de ellos consistió en el proyecto de obras de sistematización de la cuenca de dicho río (Andes, 2003).

Dentro de la información básica recopilada para la ejecución del estudio, se obtuvo una filmación de un evento de flujos densos en la zona. A comienzos de febrero de 1999 se produjo un evento de crecida del río Colanzulí, afluente del Iruya, que pudo ser filmado a su paso frente a la ciudad de Iruya, los días 5 y 7 de febrero. Este registro es un dato fundamental para el estudio y caracterización de los flujos hiperconcentrados en la cuenca.

Analizando los registros de precipitaciones en la localidad de Iruya para esa fecha (Figura 2.5) se observa que el día 28 de enero de 1999 hubo un evento de importancia: una lluvia de 42 mm en algo más de 6 horas. Considerado a nivel diario, dicho evento constituye el máximo histórico registrado en la estación Iruya sobre una serie disponible de veinte años (1982-2002). Luego de este evento extraordinario se sucedieron lluvias menores hasta los días previos al paso de la crecida frente a Iruya, en los que las precipitaciones registradas fueron de 18.5 mm el 3 de febrero, y de 15 mm el 5 de febrero de 1999.

El esquema de precipitaciones en la cuenca se inició pues, con un evento extraordinario que seguramente afectó las zonas más susceptibles de sufrir procesos de remoción en masa y desmoronamientos, ya sea desencadenando dichos procesos o saturando los suelos, de modo que cuando se produjeron las precipitaciones de los días siguientes, de menor magnitud, siguieron generándose importantes aportes de sedimentos al sistema.

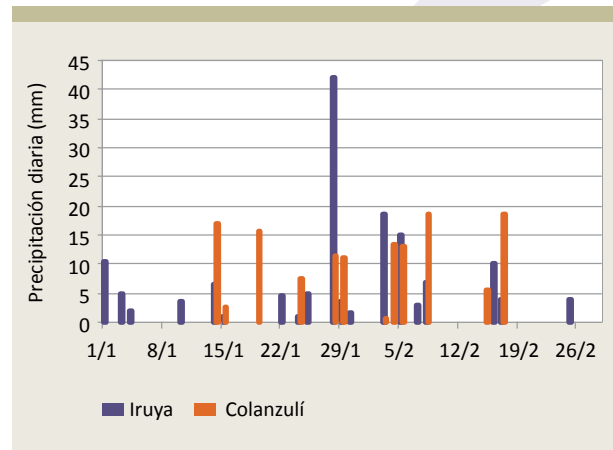


Figura 2.5
Precipitaciones diarias en Iruya, enero-febrero 1999

Se observa que el evento del 28 de enero en la estación Iruya no se correspondió con uno de similar magnitud en Colanzulí (ubicada en las cabezas de la cuenca), mientras que para la fecha del registro fílmico disponible en ambas estaciones se registraron precipitaciones similares.

El análisis del citado video permitió observar que las características de la crecida del río Colanzulí frente a la ciudad de Iruya de los días 5 y 7 de febrero fueron las de un flujo denso ubicado entre una crecida de barro y un flujo de barro. El flujo denso registrado el día 5 de febrero tiene claramente las características señaladas de los flujos de barro, mientras que el del 7 de febrero se asemeja más a una crecida de barro. No obstante, debe tenerse en cuenta en estos casos que en un mismo evento pueden darse diferentes tipos de flujo denso dependiendo, entre otros factores, de las características de los materiales de las cuencas de aporte y de la concentración de sedimentos de la mezcla en el colector principal (Spalletti, L., Brea, J.D., Spalletti, P.; 2002).

Las fotos de las Figuras 2.6 a 2.9, extraídas del video, muestran la secuencia del paso de un pulso de crecida impactando sobre las defensas rígidas ubicadas aguas arriba del pueblo de Iruya.

La importancia de la observación de esta crecida fue conocer las características de los flujos densos en movimiento. El proyecto de las obras de sistematización en la zona tuvo en cuenta las solicitudes generadas por estos flujos.

En general, el proyecto de una obra a la acción de flujos densos debe incluir consideraciones de diseño sobre los siguientes aspectos, entre otros (VanDine, 1996):

- tipificar el fenómeno;
- frecuencia de ocurrencia;
- magnitud o volumen de diseño;
- descarga máxima y profundidad del flujo;
- características granulométricas de los detritos;
- probables trayectorias del flujo;
- potencial distancia de llegada del flujo;
- potencial fuerza de impacto;
- potencial sobrepaso y sobreelevación; y
- probable ángulo del depósito.

Algunas de estas características pueden determinarse por rigurosos métodos y mediciones, mientras que otras requieren estimaciones de campo y reglas del arte. La mayor parte de los puntos mencionados presenta una importante dificultad para su definición, lo que se ve agravado en este caso por la ausencia casi total de datos de base.

Para el estudio de caso se utilizaron no obstante algunas expresiones que, a partir del conocimiento de la tipología de los fenómenos, permitieron estimar acciones para que las obras proyectadas tu-

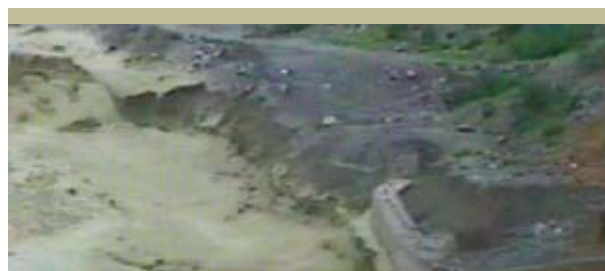


Figura 2.6
Flujo denso en río Colanzulí frente a Iruya, febrero 1999 (1/4)

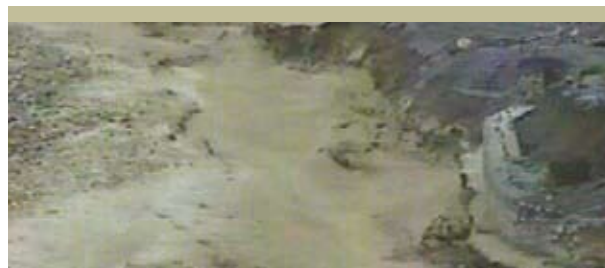


Figura 2.7
Flujo denso en río Colanzulí frente a Iruya, febrero 1999 (2/4)

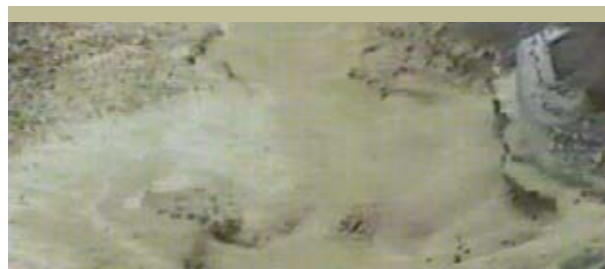


Figura 2.8
Flujo denso en río Colanzulí frente a Iruya, febrero 1999 (3/4)



Figura 2.9
Flujo denso en río Colanzulí frente a Iruya, febrero 1999 (4/4)

vieran en cuenta los flujos densos potencialmente incidente sobre ellas.

La descarga máxima de un flujo denso depende de la geometría del canal y de la velocidad del flujo, la que queda determinada por la pendiente y geometría del canal, y por la viscosidad dinámica y la densidad de la matriz del fluido. Existen expresiones para el cálculo de la velocidad que dependen de cómo se considere el tipo de flujo. Por ejemplo, si se considera al flujo newtoniano y laminar, la velocidad puede calcularse mediante la ecuación de Poiseuille.

Un parámetro de importancia cuando se proyecta una obra transversal al flujo es la fuerza de impacto sobre la misma, la que puede calcularse mediante la expresión:

$$F = \rho A V^2 \sin \beta$$

donde: F es el empuje dinámico, ρ la densidad del flujo, A el área transversal del flujo, V la velocidad y β el ángulo entre la dirección del flujo y la cara de la estructura.

Este empuje debe ser distribuido en un área de igual ancho que la del flujo y de altura igual a 1.5 el tirante, valor que tiene en cuenta la trepada del flujo. Las normas japonesas indican que si el frente de la onda del flujo pega contra la estructura el empuje puede ser el doble del calculado.

Otra variable de importancia es la erosión producida por el flujo. La experiencia japonesa (Rickenmann, 1990) recomienda asumir una profundidad de erosión de 5 metros si no hay información básica que permita estimarla con corrección, caso que se corresponde con el del presente estudio.

Una simple expresión empírica propuesta por

Kronfellner-Kraus (1985) permite calcular la profundidad máxima de erosión D en función de la pendiente del lecho S :

$$D = 1.5 + 12.5 S$$

En el caso del río Colanzulí, para una pendiente del 8 %, la profundidad resultante de la fórmula es de 2.5 metros, que se encuentra en el del orden de lo recomendado por las normas japonesas.

El caso aquí descrito corresponde al diseño de obras de protecciones de márgenes y control del lecho, que pueden estar sometidas a la acción de flujos densos. En otras situaciones el objetivo es directamente diseñar obras de protección contra flujos densos. En estos casos es de importancia conocer el tamaño de piedra estable a la acción del flujo de barro de diseño. Vale también aquí lo expresado sobre la ausencia de metodologías de cálculo universales, debiendo recurrirse a experiencias y conocimiento de campo.

Otra posibilidad de cálculo es aplicar experiencias de cuencas de similares características, en las que haya mediciones que permitan desarrollar metodologías de análisis de las propiedades físicas del barro.

Como ya se expresara, en los casos presentados los datos disponibles y las características del fenómeno sólo permitieron el uso de expresiones empíricas ofrecidas por la bibliografía específica sobre el tema. Esta es la situación más probable ante la que pueda encontrarse un ingeniero frente a un problema de flujos densos.

En estas condiciones, las obras proyectadas no dejan de ser de tipo experimental en escala 1:1, lo

que implica la necesidad de tareas de monitoreo, tanto sistemático como especial ante eventos de magnitud, a los efectos de una identificación temprana de afectaciones de las obras que permitan la programación del mantenimiento que resulte necesario para garantizar la estabilidad de las obras de protección.

Aun dentro del empirismo, las expresiones de cálculo ofrecidas en la bibliografía no pasan de ser aplicaciones válidas para las condiciones en que fueron desarrolladas. En estas condiciones un adecuado conocimiento e interpretación de la física del fenómeno, complementado con relevamientos y análisis de campo, permitirán encarar adecuadamente el proyecto de obras, las que de todos modos serán de tipo experimental, en escala natural.

Simulación de flujos de barro en la cuenca del río Iruya (subcuenca Colanzulí)

La predicción de la distancia recorrida por los flujos hiperconcentrados y de las velocidades y niveles alcanzados puede proporcionar una eficaz ayuda en la delimitación de áreas de riesgo y proporcionar los parámetros para el diseño de medidas de protección y obras de sistematización que deben considerar las solicitaciones generadas por estos flujos, tanto desde el punto de vista del diseño estructural, como del de las erosiones producidas.

Como ya se expresara, en general el establecimiento del riesgo potencial de los flujos densos recae en métodos semicuantitativos que involucran relaciones semiempíricas para estimar los parámetros más importantes del comportamiento de los flujos hiperconcentrados de sedimentos

tales como el volumen depositado, la velocidad media del flujo, la descarga máxima y la distancia de traslado. En numerosos estudios se han propuesto relaciones simples para estimar esos parámetros, pero la verificación de la validez y los límites de esas relaciones es dificultosa debido a la variedad en la composición de los materiales movilizados que puede restringir su aplicabilidad a un estrecho rango; a que la replicación de los eventos de flujos densos en laboratorio es difícil, ya que las leyes de semejanza son más complejas que, por ejemplo, para flujos de aguas claras en canales abiertos; y a que el número de datos de campo es muy limitado. Esta última restricción es aplicable al uso de modelos de simulación numérica cuya calibración exige observaciones de campo que permitan caracterizar la magnitud, densidad y viscosidad de los flujos de barro.

Un modelo de flujos densos tiene que ser sistemáticamente calibrado si ha de ser usado con propósitos predictivos. Si es posible, debe ser verificado con varios eventos, debido a que para diferentes situaciones se necesitarán diferentes configuraciones del modelo y rangos de los parámetros. Además, debe recordarse que el comportamiento reológico del flujo puede cambiar aún para eventos que ocurran en el mismo río.

En ausencia de los datos de base necesarios, como el caso que nos ocupa, la aplicación de un modelo de simulación debe focalizarse en la definición de un rango aceptable de parámetros capaces de cubrir el mayor número de eventos.

Para analizar el flujo hiperconcentrado de sedimentos en la cuenca del río Iruya se usó un modelo bidimensional de diferencias finitas que permite

simular flujo de fluidos no-newtonianos (como aludes torrenciales en conos de deyección) en topografías complejas.

Es oportuno recordar que los flujos hiperconcentrados de sedimentos envuelven la interacción compleja de los procesos de fluido y sedimentos, incluyendo la turbulencia, la tensión viscosa, el intercambio de *momentum* de las partículas fluido-sedimento y la colisión de las partículas. La cohesión de los sedimentos finos controla el comportamiento no Newtoniano de la matriz de fluido y contribuye a la tensión o esfuerzo de cedencia que debe ser excedida para que se inicie el movimiento.

Para grandes tasas de corte se pueden generar tensiones turbulentas. En los flujos turbulentos puede producirse la tensión de corte dispersiva a partir de la colisión de las partículas de sedimento. Ésta ocurre cuando partículas de sedimento no cohesivo dominan el flujo y el porcentaje de sedimentos finos cohesivos (limos y arcilla) es pequeño.

Cuando la concentración de sedimentos finos crece, la turbulencia del flujo y el impacto de las partículas cesan y el flujo tenderá a ser laminar. La concentración de sedimentos en un evento de crecida dado puede variar dramáticamente y, como resultado, las tensiones de corte viscoso y turbulento pueden dominar alternativamente originando flujos pulsantes.

Para un evento de flujo de barro la concentración promedio de sedimentos generalmente varía en el rango de 20% a 35% en volumen con picos de concentración de aproximadamente 50%. Eventos de grandes crecidas como una de 100 años de recurrencia pueden contener demasiada agua para

producir un evento de flujo de barro viscoso mientras que eventos de lluvias menores, de 10-25 años de recurrencia, pueden tener una gran propensión a crear flujos de barro.

La mayoría de los flujos de barro presentan un patrón distintivo de evolución de flujo caracterizado por concentraciones que varían en su desarrollo. En general, inicialmente se produce el flujo de agua clara producido por el escurrimiento de la precipitación en la cuenca que puede ser seguido de una onda frontal del barro y de detritos (concentración de 40 a 50% en volumen). Cuando llega el pico, la concentración media de sedimentos disminuye generalmente al rango de 30 a 40% en volumen. En la recesión del hidrograma, pueden producirse ondas de una concentración más alta de sedimento.

El modelo rutea los flujos de barro como un continuo prediciendo el movimiento del fluido viscoso como función de la concentración de sedimentos utilizando un modelo cuadrático reológico para predecir las tensiones de corte y viscosas que describe un continuo de regímenes de flujo desde el flujo viscoso al turbulento/dispersivo.

Las ecuaciones gobernantes incluidas en el desarrollo del modelo de acuerdo con O'Brien y Julien (1985) se presentan a continuación:

Ecuación de Continuidad:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial[uh]}{\partial x} + \frac{\partial[vh]}{\partial y} = i$$

donde h es la profundidad hidráulica, u y v son las componentes de la velocidad promediada en la vertical en las direcciones x e y , i es la intensidad de lluvia efectiva y t es el tiempo.

Ecuaciones de movimiento:

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$$

donde S_{ox} , S_{oy} son las componentes de la pendiente de fondo en las direcciones x e y y g es la aceleración de la gravedad. Despreciando los últimos tres términos en las ecuaciones de arriba se obtiene la aproximación de las ecuaciones de la onda difusiva. Mientras que despreciando el término del gradiente de presiones se puede derivar la ecuación de la onda cinemática.

Modelo Reológico (O'Brien and Julien, 1985):

Expresa la tensión de corte τ en flujos hiperconcentrados de sedimentos como:

$$\tau = \tau_y + \eta \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) + C \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

donde τ es la viscosidad dinámica y C denota el coeficiente de corte inercial que depende de la densidad de la mezcla ρ_m , de la longitud de mezcla de Prandtl l, del tamaño del sedimento ds y de una función de la concentración volumétrica de sedimentos Cv:

$$C = \rho_m l^2 + f(\rho_m, C_v) d_s^2$$

Bagnold (1954) dio la definición de la relación funcional $f(\rho_m, C_v)$ como:

$$f(\rho_m, C_v) = \alpha_j \rho_m \left(\left(\frac{C_*}{C_v} \right)^{1/3} - 1 \right)$$

donde α_j es un coeficiente empírico igual a 0,01 y C_* es la máxima concentración estática en volumen

para las partículas de sedimento.

La tensión de corte y la viscosidad varían principalmente con la concentración de sedimentos y pueden ser expresados en una ecuación semiempírica como:

$$\tau_y = \alpha_1 e^{\beta_1 C}, \quad \eta = \alpha_2 e^{\beta_2 C}$$

$$n = n_t + n_d = n_t + 0,0538 n_t e^{6,0896 C}$$

donde n_t es el coeficiente de Manning turbulento y n_d es el valor de Manning dispersivo.

En las expresiones de la tensión de corte y viscosidad como funciones de la concentración de sedimentos en volumen (de limos, arcillas y en algunos casos arenas finas), los parámetros α_1 , α_2 , β_1 y β_2 son coeficientes empíricos determinados en laboratorio.

Para simular un flujo de barros con cualquier modelo reológico, las variables de la viscosidad y la tensión de cedencia deben ser conocidas. En la mayoría de los casos no se dispone de un análisis reológico del material deposicional y los valores de tensión de cedencia y de la viscosidad se deben adoptar a partir de antecedentes, de otros estudios y de la experiencia.

La implementación del modelo matemático requiere como datos de entrada la topografía digital del terreno, la geometría del canal, la estimación de los valores de rugosidad del canal y de la planicie de inundación, los hidrogramas de entrada (líquidos y sólidos) y las propiedades reológicas de la mezcla agua-sedimento.

La subcuenca de los ríos Colanzulí, San Isidro e Iruya, hasta la confluencia con el río Nazareno, dre-

na una superficie de 352 km². En dicha subcuenca se encuentra el pueblo de Iruya, ubicado 1,9 km aguas arriba de la confluencia Colanzulí-San Isidro, sobre la margen izquierda del primero. El pueblo esta localizado sobre una terraza producida por el cono de deyección del afluente Milmahuasi y frecuentemente está afectado por los denominados volcanes o flujos densos generados en las cuencas de los ríos Colanzulí y Milmahuasi, que sistemáticamente le quitan terreno al eliminar parte de sus barrancas.

El modelo de simulación implementado se desarrolla sobre el Colanzulí-Iruya, incluyendo el afluente San Isidro en su tramo final. Además son considerados los aportes de agua y sedimento de los afluentes y quebradas principales, que entre las nacientes del Colanzulí y el pueblo de Iruya.

La información topográfica disponible para la caracterización del río constó de 57 perfiles transversales sobre el cauce principal. Esta información fue complementada con el modelo de elevación digital del terreno desarrollado en el marco de estudios previos de forma de definir la topografía de la planicie de inundación no cubierta por los relevamientos mencionados. Ese modelo de elevación digital del terreno fue desarrollado a partir de la recopilación de información topográfica de la subcuenca consistente en la base topográfica en escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar (Argentina) y la base topográfica en escala 1:100.000 provista por la Comisión Regional del Río Bermejo (COREBE).

El tramo simulado tiene una longitud aproximada de 24 km hasta la confluencia con el río Nazareno. Para la simulación se generó una malla de cálculo de 2.414 celdas de 50 m x 50 m cada una,

siendo 449 las representativas del cauce principal.

En cada abanico aluvial, área o región de flujo de barros, las características geológicas y condiciones del suelo generan características reológicas únicas y, siempre que se disponga de los recursos, se recomienda la recolección de muestras de barros que, secadas y tamizadas para extraer la matriz fluida, permiten en laboratorio el análisis de la tensión de corte y la viscosidad como función de la concentración.

En ausencia de los datos *in situ*, como en el caso de los episodios de flujos densos en el río Colanzulí-Iruya, deben hacerse hipótesis razonables para estimar las características reológicas en función de la concentración de sedimentos. La práctica recomienda que, ante la imposibilidad de efectuar el análisis de muestras de barros del sitio que se analiza, la asignación de las características de la mezcla se realice sobre la base del juicio cualitativo a partir de las observaciones de campo.

Las simulaciones efectuadas con el modelo matemático se han dirigido a analizar dos aspectos del transporte de los flujos hiperconcentrados de sedimentos analizando los efectos en un tramo de aproximadamente 600 metros localizado en frente al pueblo de Iruya. En primer lugar se pretende comprender y evaluar la influencia de los parámetros del modelo reológico en los valores de profundidad hidráulica y velocidad de flujo, habida cuenta que los valores reales que caracterizan la viscosidad y la tensión de cedencia de los barros son datos de los que no se dispone y la necesidad de caracterizar este tipo de escurrimiento exige la asignación de los mismos. En segundo lugar se pretende ponderar los efectos en las variables hidrodinámicas de la incerteza en el verdadero valor de la concentración

de sedimentos y, a partir de esta cuantificación, extrapolar conclusiones que interesen en el diseño de medidas de control y/o mitigación.

Como fue mencionado, el modelo reológico de O'Brien considera que existe una regresión exponencial entre la viscosidad, la tensión de cedencia y la concentración volumétrica, con valores de los coeficientes α y exponentes β variables de acuerdo a los tipos de barros. Para evaluar la sensibilidad a estos parámetros, se realizaron simulaciones considerando distintos tipos de suelos con una concentración en volumen promedio durante el evento del 35%.

Las Figuras 2.10 y 2.11 presentan para el tramo seleccionado la evolución de la máxima profundidad hidráulica y la máxima velocidad de flujo calculada para diferentes valores de los parámetros del mode-

lo reológico. Se evidencia que, en valores promedio, el rango de variación del tirante es del orden del 70% respecto del valor mínimo. Asimismo, se advierte que las velocidades pronosticadas para los suelos en los que se presentan los mayores valores en el tramo son en promedio superiores en un 190% respecto de las mínimas velocidades estimadas.

Si se consideran los valores de α y β propuestos se advierte que, en forma general, los valores crecientes de la profundidad hidráulica máxima se asocian a valores crecientes del coeficiente β_2 ; es decir, a viscosidades crecientes e, inversamente, se obtiene una disminución de la velocidad máxima con el aumento de ese coeficiente.

Existe también una relación directa con los parámetros que definen la tensión de cedencia, de

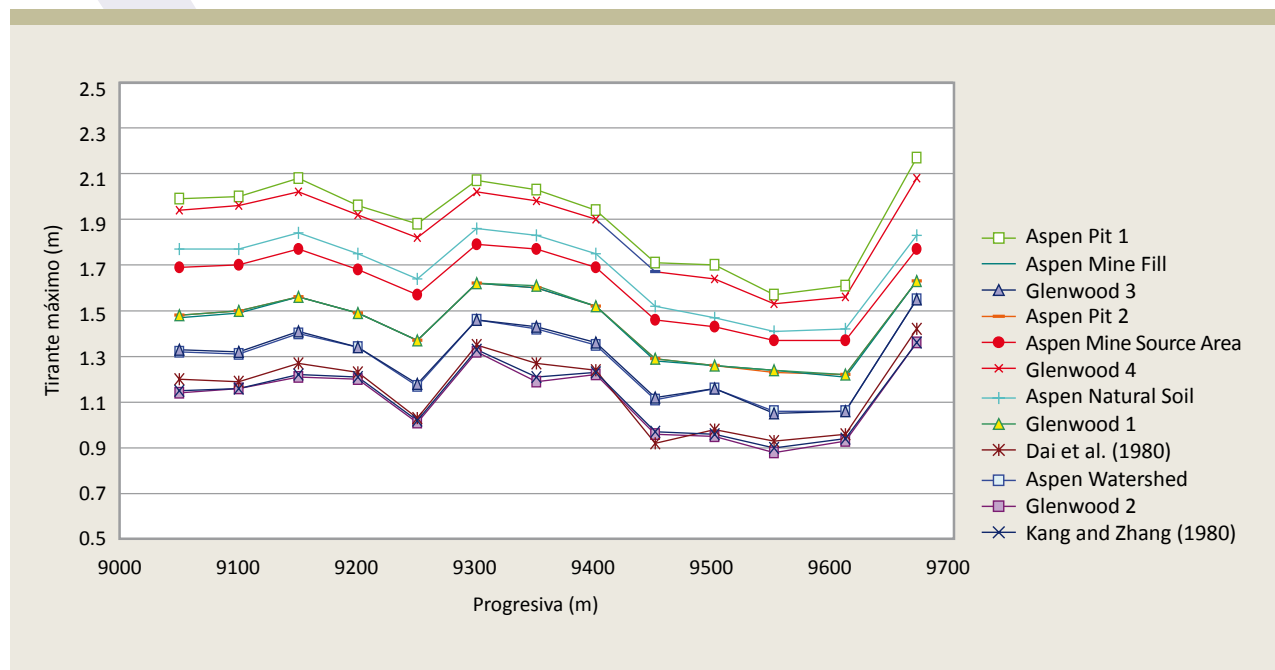


Figura 2.10
Evolución de la profundidad hidráulica máxima frente a la localidad de Iruya ($Cv=0,35$)

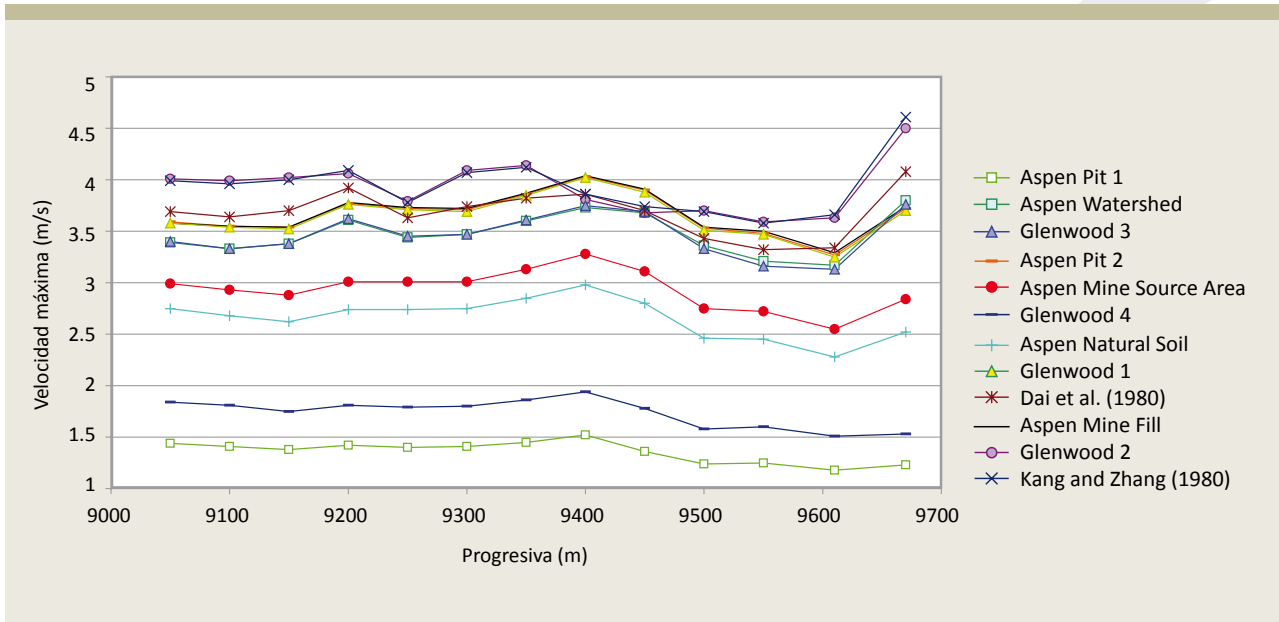


Figura 2.11
Evolución de la velocidad máxima frente a la localidad de Iruya ($Cv=0,35$)

forma que se pronostican mayores profundidades asociadas a mayores valores del parámetro β_1 que determinan descensos en los valores de la velocidad máxima simulada.

El efecto del aumento de la viscosidad y la tensión de cedencia se manifiesta también en que los mayores tirantes se producen con cierto retraso (del orden de 2 horas) mientras que la disminución de los parámetros induce un adelanto de las velocidades máximas.

Los resultados obtenidos, cuando se considera una concentración de sedimentos constante del 50%, indicaron la misma influencia del aumento de la viscosidad y la cohesión sobre las características del escurrimiento. Sin embargo, se advierte que los porcentajes de variación respecto de los valores mínimos calculados exceden en mucho los obte-

nidos para una concentración de 35% alcanzando diferencias de 184% y de 6.000% para el tirante máximo y la velocidad máxima, respectivamente.

Los resultados de los ensayos efectuados permiten mostrar la gran preponderancia que, en la determinación de las variables hidrodinámicas, posee una asignación razonable y ajustada a la realidad de los valores que caracterizan las propiedades de la mezcla agua-sedimento y definen su comportamiento. En la práctica, más allá que la asignación de los parámetros del modelo reológico sea efectuada dentro del rango propuesto por los autores del modelo, su ajuste debería tener en cuenta las propiedades de los barros, su composición y las características de los depósitos resultantes de estos eventos.

Para evaluar la influencia de la concentración de sedimentos sobre las variables hidrodinámicas se

efectuaron ensayos manteniendo los parámetros del modelo reológico y aumentando la concentración de sedimentos con incrementos de 5% a partir de una concentración de base de 25% y hasta una concentración máxima de 50%.

Para efectuar estos ensayos se seleccionaron los parámetros del modelo reológico correspondientes a barros menos y más viscosos, adoptándose los valores de los coeficientes α y β .

A modo de ejemplo, los resultados obtenidos de tirantes y velocidades para suelos naturales de Aspen con concentraciones variables en el tramo de 600 metros localizado frente a la localidad de Iruya, se indican en las Figuras 2.12 y 2.13. En las mismas se incluyen, con propósitos comparativos,

los valores simulados cuando se considera un flujo de agua clara.

Las figuras anteriores ilustran sobre el amplio espectro de variación de los valores de tirante y velocidad de flujo máximos en el tramo para las condiciones simuladas. El modelo predice tirantes siempre crecientes que acompañan el aumento de la concentración de sedimentos, desde valores del orden de 1m para $C_v=0,25$ hasta valores superiores a 3 m para $C_v=0,50$.

Por su parte, la disminución de las velocidades máximas de flujo se desarrolla a partir de valores de aproximadamente 3.5 m/s hasta 0,25 m/s cuando la concentración de sedimentos crece en un 25%. Obsérvese que las velocidades simuladas

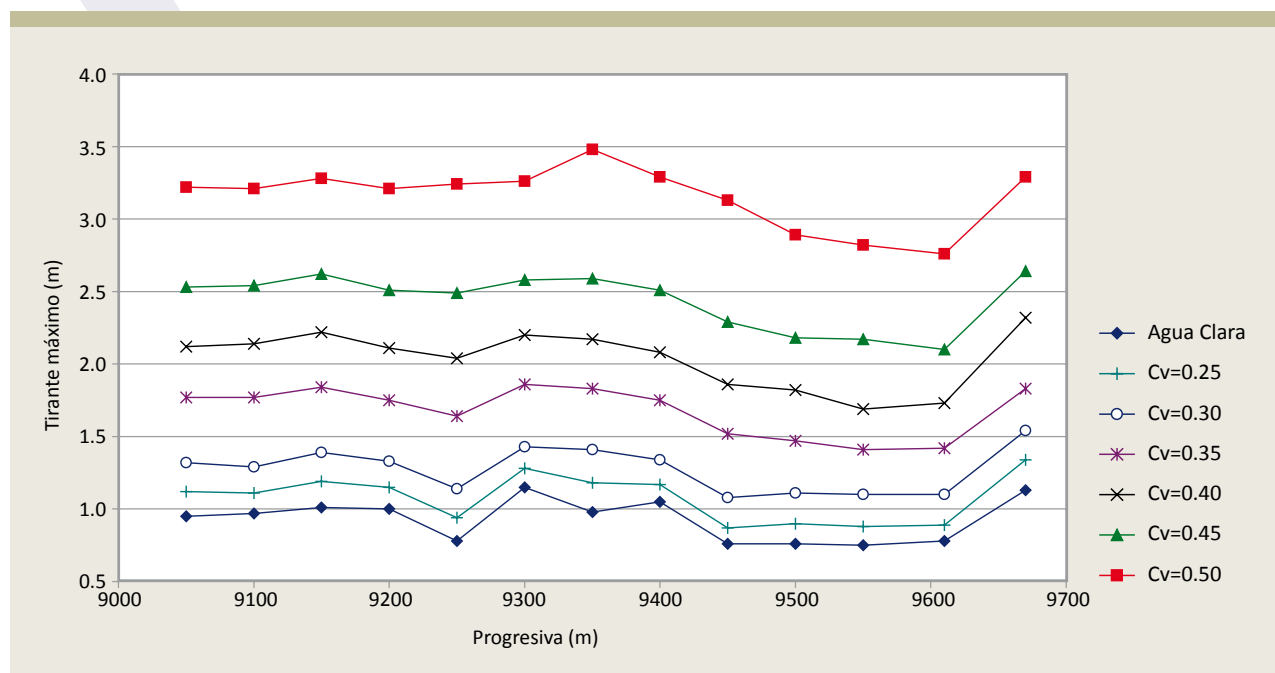


Figura 2.12

Evolución de la profundidad hidráulica máxima frente a la localidad de Iruya (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

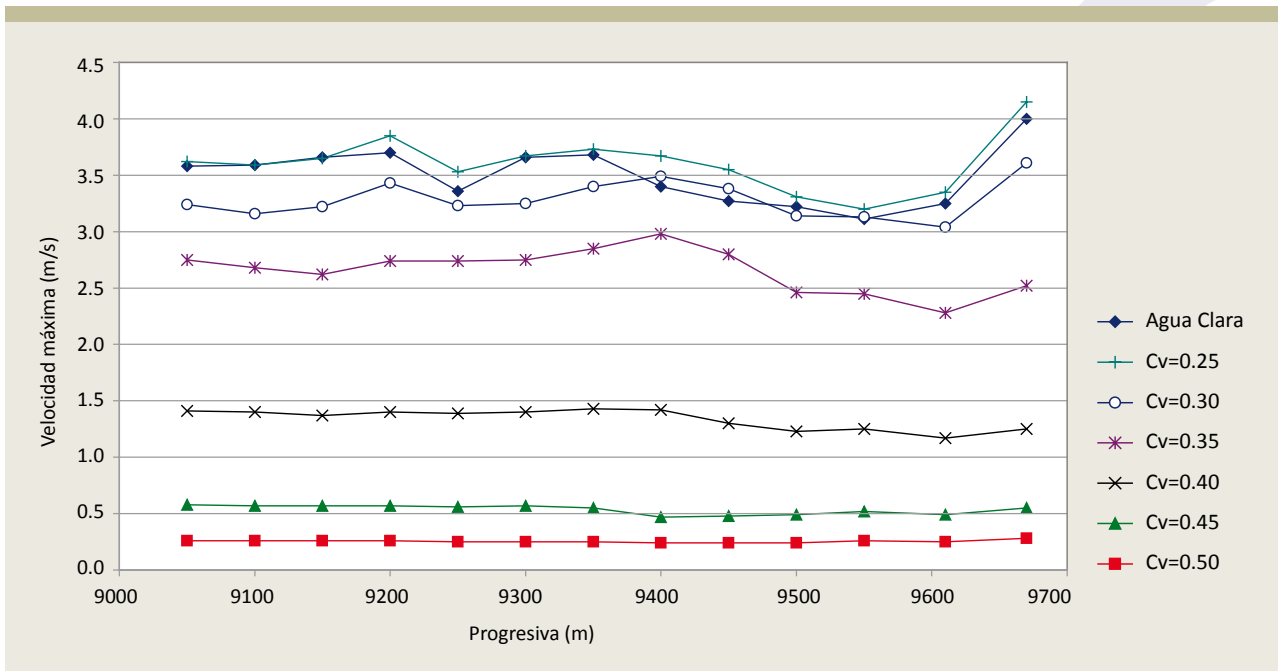


Figura 2.13
Evolución de la velocidad máxima frente a la localidad de Iruya (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen).

para la mínima concentración de sedimentos son del orden de la velocidad obtenida para flujo de agua clara.

La importancia de estos resultados radica no sólo en cuantificar las variaciones inherentes a la evolución temporal de la concentración volumétrica de sedimentos durante un mismo evento sino también señala la importancia que una ponderación acertada del volumen de sedimentos transportado presenta en la cuantificación de variables necesarias para el diseño de estructuras de control.

Fenómenos que movilizan grandes volúmenes de material deslizándose con profundidades de varios metros de altura a velocidades altas conllevan un grado de riesgo elevado que se asocia a su gran

cantidad de movimiento, generadora de fuerzas devastadoras capaces de destruir las obras que se encuentren a su paso.

Estos esfuerzos pueden evaluarse mediante la ya presentada expresión:

$$F = \rho \cdot A \cdot V^2 \cdot \text{sen} \theta$$

Nótese que al calcularse los parámetros del flujo mediante expresiones que tienen en cuenta las altas concentraciones de sedimentos, los valores de las fuerzas de impacto sobre las estructuras varían drásticamente respecto de considerar un escurrimiento de agua sin sedimentos.

Para cuantificar las variaciones del empuje

dinámico ejercido por el flujo asociadas al incremento de la concentración, se calculó la fuerza de arrastre por unidad de ancho en el tramo de interés a partir de los resultados obtenidos para distintos suelos (Figura 2.14). El incremento de concentración induce el aumento de la fuerza de impacto a medida que aumenta la concentración de sedimentos y hasta que ésta alcanza un valor de aproximadamente 30%. A partir de este valor de concentración la variación simultánea de los valores de tirante y de velocidad determina un descenso del valor del empuje que se hace mínimo para los máximos valores de concentración ensayados. La diferencia entre el empuje máximo obtenido y aquel derivado de suponer flujo de agua sin sedimentos alcanza un valor de entre 80 y 100% para las características reológicas asumidas.

Por otro lado, referencias que tratan sobre afectaciones de infraestructura debidas a flujos hiperconcentrados (Rickermann, 1990), indican que además de los efectos destructivos debidos a las fuerzas de impacto de los frentes de onda de los sucesivos pulsos que suelen conformar un evento de este tipo, los desbordes con gran cantidad de sedimentos y la obstrucción de secciones transversales en puentes y otras estructuras similares pueden ser aún más devastadores.

Para estas situaciones los incrementos en los niveles observados en las simulaciones llevadas a cabo ante aumentos en las concentraciones y la viscosidad del fluido, así como las eventuales trepadas del flujo debido a efectos inerciales, ponen de manifiesto los riesgos de desborde de las estructuras asociados al tránsito de flujos hiperconcentrados.

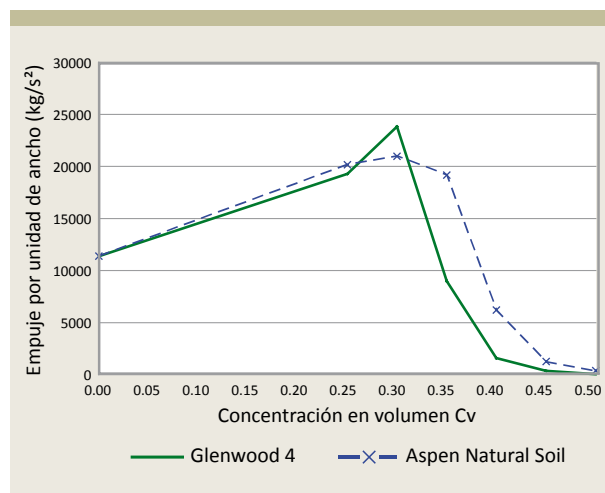


Figura 2.14
Empuje dinámico por unidad de ancho generado por flujos hiperconcentrados de sedimento de diferentes concentraciones.

2.2. Transporte sólido

2.2.1. Características morfológicas y sedimentológicas de los cauces de la red

La Cuenca del Río Bermejo, caracterizada en el Capítulo 1, se destaca por contar con una concentración media de los sedimentos ubicada entre las más altas del mundo. La mayor parte de los sedimentos es arrastrada durante los grandes picos de crecientes como consecuencia de intensos procesos erosivos que ocurren fundamentalmente sobre depósitos no consolidados.

El tema se desarrollará en detalle en el Capítulo 4, a partir de la información básica hidrosedimentológica actualizada al año 2007. No obstante resulta oportuno presentar aquí la Figura 2.15 que muestra una primera distribución porcentual de aporte de sólidos suspendidos de los afluentes de la Alta

Cuenca del Río Bermejo determinada a partir de los registros disponibles para cada estación.

Debe señalarse que dichas proporciones y, por supuesto, los montos de sedimentos en juego dependen fuertemente del período de estudio utilizado, lo que se verá en el Capítulo 4. Se observa en la figura citada la incidencia del río Iruya, que es el principal aportante de sedimentos en suspensión de la Cuenca del Río Bermejo.

Las altas tasas de transporte de material de los ríos que conforman el sistema de drenaje de la Alta Cuenca del Río Bermejo motivan el desarrollo de permanentes cambios en la morfología de los cauces. A modo de ejemplo, en la Figura 2.16 se presenta una imagen del año 2000 del tramo inferior del río Pescado entre la confluencia con el río Iruya y su desembocadura en el Bermejo Superior, aguas abajo de la Junta de San Antonio, que constituye la unión de los ríos Bermejo y Grande de Tarija, que también se aprecia en la Figura. Puede notarse el desarrollo del cono aluvial que se encuentra limitado por zonas productivas y obras de infraestructura.

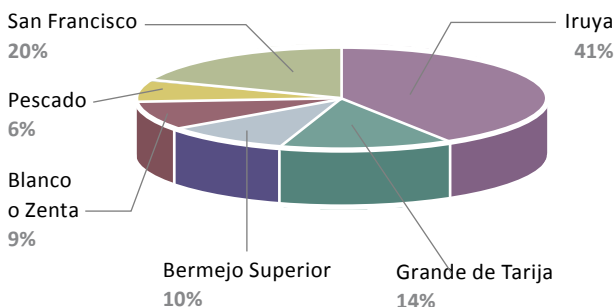


Figura 2.15
Distribución porcentual de aporte de sólidos suspendidos de los afluentes de la Cuenca Alta del Río Bermejo



Figura 2.16
Imagen del año 2000 de la desembocadura del río Pescado en el Bermejo, aguas abajo de la Junta de San Antonio

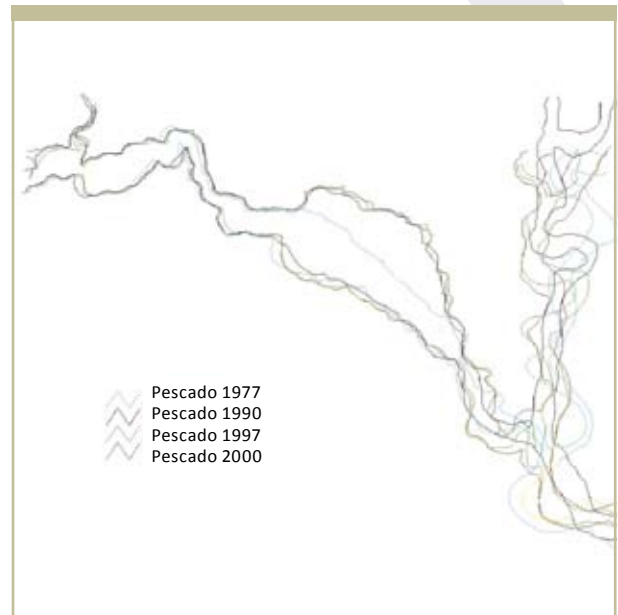


Figura 2.17
Evolución multitemporal de las zonas activas del abanico aluvial del río Pescado y de las márgenes del río Bermejo, entre la Junta de San Antonio y su confluencia con el Pescado

La Figura 2.17 presenta una digitalización de los sectores activos del abanico aluvial del río Pescado en los últimos 30 años. En esta Figura se observa también la evolución temporal del río Bermejo, así como los cambios experimentados en la posición de la unión con el río Grande de Tarija.

2.2.2. Modelo de transporte sólido para el estudio de cauces con sedimentos heterogéneos

2.2.2.1. Descripción de los procesos intervinientes

Los ríos de montaña se caracterizan por presentar lechos con pendientes fuertes y sedimentos heterogéneos, con gran variabilidad en las dimensiones de las partículas que componen el fondo. Este material sólido puede tener orígenes diversos y por ello características particulares, pudiendo deberse su génesis a procesos de erosión superficial, deslizamiento de laderas, desmoronamientos de márgenes, etc.

Los procesos de erosión y depósito que ocurren en el cauce están asociados al transporte de sedimentos por la acción del flujo, el que puede desarrollarse en forma de arrastre de fondo, en suspensión y como carga de lavado, siendo el transporte de fondo el que está asociado a los cambios morfológicos del lecho.

En general las ecuaciones para calcular el transporte de sedimentos no tienen en cuenta la no uniformidad del material y han sido verificadas en rangos limitados de condiciones hidráulicas y sedimentológicas.

En ríos con pendientes altas, donde los sedimentos presentes en el lecho en general varían entre fracciones de milímetros (arenas finas) y algunos decímetros, las simplificaciones que llevan

implícitas las formulaciones tradicionales son una limitación importante para su aplicación.

La dinámica morfológica de este tipo de ríos está condicionada por una serie de fenómenos asociados al transporte de la mezcla de sedimentos del lecho, entre ellos pueden destacarse:

- La 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 (Figura 2.18).
- 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. Este efecto tiende a reducir la diferencia entre la composición del material del lecho y del transportado.
- 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.
- La infiltración de las partículas finas entre las más gruesas hasta que la porosidad del lecho es saturada.
- La gran variabilidad en las longitudes de “salto” en el transporte de los distintos tamaños de grano.

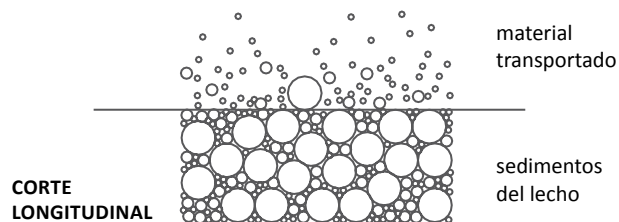


Figura 2.18
Esquema de transporte de la mezcla de sedimentos.

Cuando la tensión de corte en el fondo comienza a exceder el valor crítico de inicio de movimiento, las partículas empiezan a moverse rotando o deslizándose en continuo contacto con el fondo del lecho. Para valores crecientes de la tensión de corte, las partículas se trasladan mediante saltos más o menos regulares. El material moviéndose de las maneras antes indicadas conforma el transporte de fondo.

Los aspectos mencionados están relacionados con el intercambio entre las partículas que están temporalmente en movimiento (transportadas por el escurrimiento) y las que están temporalmente en reposo (en el lecho).

Debido a la imposibilidad de tener en cuenta todos estos fenómenos en forma conjunta, en el análisis de la evolución morfológica de estos ríos deben hacerse algunas simplificaciones para su estudio, por lo que se realiza una serie de hipótesis simplificadoras:

A- Concepto de capa de mezcla o capa activa

La dificultad para cuantificar la posición y tamaño de las partículas debajo de la superficie del fondo ha motivado la adopción del concepto de capa de mezcla o capa activa, que se define como una capa del fondo que contiene partículas susceptibles al arrastre debido a un aumento o disminución en el esfuerzo cortante local. Se supone que la totalidad de las partículas de determinado tamaño dentro de la capa activa están propensas a moverse independientemente de su localización.

Si se considera un volumen elemental finito de espesor igual al de la capa activa, siempre que las

partículas son adicionadas o removidas de la superficie dentro del volumen elemental, su distribución granulométrica cambia. Este estrato consta de partículas que se encuentran totalmente mezcladas y en promedio igualmente expuestas a ser movidas por el flujo.

Uno de los puntos esenciales es la estimación del espesor de la capa activa. Los criterios para su definición suele variar entre los diversos autores, e incluso las diferencias en el comportamiento del lecho frente a la erosión y la sedimentación hace que algunos investigadores definan el estrato de mezcla y su espesor de distintas maneras en ambos casos.

B- Movimiento del fondo como continuo

Como es imposible estudiar de manera diferenciada las trayectorias de las partículas del fondo, se considera el movimiento del fondo como continuo, que sugiere que en cada instante pueden verse partículas que empiezan a moverse, otras en movimiento y otras que se detienen, cambiando de esta manera la elevación y la distribución granulométrica del lecho.

C- La longitud del volumen elemental del fondo es mayor que la máxima longitud de salto de las partículas

Si se satisface que la longitud del volumen elemental del fondo es mayor que la máxima longitud de salto de las partículas el transporte T representa el intercambio de partículas entre dos volúmenes adyacentes.

D- Mezcla de sedimentos representada por fracciones granulométricas

La mezcla de sedimentos está representada por un cierto número de fracciones o clases granulométricas.

El número de intervalos de clase necesarios para el cálculo implica un compromiso entre calidad de la información de base, tiempos de simulación y errores, pero debe representar adecuadamente la mezcla. Hay formulaciones que permiten determinar dicho número a partir de parámetros estadísticos de las granulometrías.

E- Aplicación de las ecuaciones de transporte a cada clase granulométrica. Término que tiene en cuenta el efecto de protección-exposición

La utilización de formulaciones adaptadas en las que las ecuaciones de transporte se aplican a cada clase granulométrica, incorporándose también un término que tiene en cuenta el efecto de protección-exposición. Basile (2000) presenta las fórmulas adaptadas de Meyer-Peter & Muller, de Engelund & Hansen, de Van Rijn y de Di Silvio.

2.2.2.2. Modelo para estimar la evolución morfológica. Modelo “Andes”

Se describe a continuación la base teórica del programa ANDES, que ha sido desarrollado en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua de Argentina (INA), para estudiar la evolución morfológica de cauces con sedimentos heterogéneos, mediante una metodología válida para ana-

lizar los procesos que se registran en estos ríos y que puede funcionar acoplado a un modelo hidrodinámico. El mismo ha sido materializado mediante un modelo numérico simplificado sobre la base de las ecuaciones diferenciales que describen los fenómenos físicos involucrados.

Además de las hipótesis simplificativas antes indicadas relativas al intercambio entre las partículas transportadas por el escurrimiento y las del lecho (A-E), se agregan nuevos conceptos para abordar el tratamiento matemático del problema.

Se asume que la ecuación de transporte para cada fracción en la que se divide la curva granulométrica del sedimento está completamente gobernada por los parámetros medios locales, tales como el gasto, pendiente de fondo, ancho del canal, tamaño del grano representativo de la fracción, etc. Las ecuaciones de movimiento se resuelven utilizando parámetros medios locales.

Los parámetros hidráulicos pueden resolverse mediante un módulo hidrodinámico basado sobre las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento, considerando válidas las hipótesis de St Venant, que en su forma diferencial con $y(x,t)$ y $Q(x,t)$ como variables dependientes pueden escribirse como:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{B} \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \cdot A \cdot \frac{\partial y}{\partial x} + g \cdot A \cdot \frac{Q \cdot |Q|}{K^2} = 0$$

con $B = B(y)$, $A = A(y)$, donde y : altura de la superficie libre; B : ancho superficial; Q : caudal; t : tiempo; x : distancia longitudinal horizontal; A : área de la

sección; g : aceleración de la gravedad.

El término K^2 tiene en cuenta los aspectos friccionales del escurrimiento y está representado por:

$$K^2 = \frac{A^{5/3}}{n \cdot \chi^{2/3}}$$

donde n : número de Manning, χ : perímetro mojado.

El sistema fue resuelto por el método de diferencias finitas, utilizando el esquema de Preissmann y utilizando el método de resolución de doble barrido.

Las ecuaciones presentadas permiten resolver los escurrimientos impermanentes gradualmente variados, si las variables dependientes son funciones continuas y diferenciables. Pero en ríos de alta pendiente no se cumplen las hipótesis a partir de las cuales se desarrolló el esquema de cálculo hidrodinámico, pudiendo llevar a cometer importantes errores. En esos casos es posible calcular los parámetros hidráulicos mediante un modelo simplificado que describa el fenómeno físico, considerando nuevas hipótesis:

- la velocidad con que se desarrollan los cambios en las ondas de crecida en ríos de montaña es mucho mayor que la de los cambios que se producen en el lecho, lo que permite asumir que se tiene un escurrimiento cuasi-permanente;
- la pérdida de energía local en un resalto hidráulico débil y la variación de la energía cinética son despreciables en comparación con la pérdida friccional del escurrimiento, por lo que se puede asumir que en promedio el escurrimiento está

aceptablemente bien representado por uno cuasi-uniforme pudiéndose entonces utilizar la expresión de Chezy-Manning.

$$I = \left(\frac{U}{n \cdot R^{2/3}} \right)^2$$

donde I : pendiente media del tramo del río, U : velocidad media del escurrimiento, R : radio hidráulico.

Independientemente de la metodología adoptada para la determinación de los parámetros hidráulicos, la determinación del número de Manning en cada sección se calcula en cada paso de tiempo, mediante la expresión de Strickler:

$$n = 0,042 \cdot (d_{90})^{1/6}$$

donde d_{90} : diámetro que no es superado por el 90 % de las partículas del lecho en la sección.

El programa desarrollado permite sumar a este valor de rugosidad obtenido a partir del material del lecho, un valor adicional, para tener en cuenta las características del cauce.

Para la continuidad de la fase sólida es posible plantear distintos modelos esquemáticos para estudiar los intercambios de partículas entre estratos que representan el escurrimiento y el fondo y que se asocian a los diversos mecanismos de transporte. Sin embargo, por simplicidad y porque no se han observado grandes mejoras en la capacidad de predicción de modelos basados sobre esquemas de varias capas, se adoptó el modelo en dos estratos (Di Silvio et al. 1991). En la Figura 2.19 se presenta el esquema de transporte utilizado.

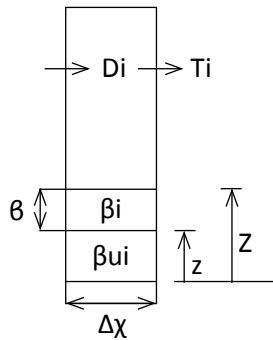


Figura 2.19
Esquema de transporte adoptado para la continuidad de la fase sólida

Si bien los sedimentos se mueven continuamente de una capa a la otra, su comportamiento en cada una de ellas es marcadamente diferente. La capa superior es la de transporte total y prevalece el movimiento longitudinal debido a la velocidad del escurrimiento en la dirección de la corriente, sobre el vertical, dado por las fluctuaciones de la turbulencia y por la velocidad de caída de las partículas.

Debajo del anterior se define el estrato activo o de mezcla, de espesor δ y composición granulométrica β_i , que es el porcentaje de cada fracción en que se divide la muestra total. En esta capa las partículas no están en movimiento horizontal sino que están sujetas a movimiento vertical, desde y hacia el estrato de transporte total. Se supone que la totalidad de las partículas de determinado tamaño de clase en el interior del estrato activo están propensas a moverse independientemente de su localización.

Por debajo de la capa de mezcla se tiene el material que compone el lecho propiamente dicho, con composición granulométrica β_{ui} .

El programa resuelve en el tiempo y en el espacio el sistema de ecuaciones diferenciales para cada fracción granulométrica. Las ecuaciones básicas son:

- i) una ecuación de continuidad del sedimento en el estrato superior para cada fracción granulométrica que cuantifica el balance entre el transporte y la deposición neta;
- ii) una ecuación de conservación de masa que permite evaluar la evolución de la cota de fondo;
- iii) una ecuación de balance vertical de sedimento en el estrato de mezcla para cada fracción granulométrica.

i) *Ecuación de continuidad del sedimento en el estrato superior:* para la fracción granulométrica i -ésima la ecuación de continuidad del sedimento en el estrato de transporte puede expresarse como:

$$B \cdot D_i + \frac{\partial T_i}{\partial x} = 0$$

donde T_i : transporte volumétrico de la clase i -ésima [vol/tiempo], D_i : flujo neto vertical de la clase i -ésima, B : ancho del cauce.

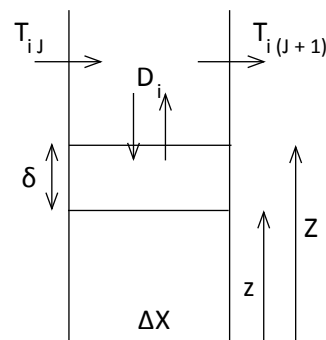


Figura 2.20
Esquema de transporte

Considerando un elemento diferencial de longitud Δx y ancho B , la ecuación anterior podría escribirse como:

$$\frac{T_{i(j+1)} - T_{ij}}{\Delta x} = -B \cdot D_i$$

La misma expresa el balance entre el transporte total T_i para la clase i -ésima y el flujo neto vertical para la misma clase D_i (Figura 2.20).

Aplicando sumatoria para todas las clases, quedaría:

$$\frac{\Delta T}{\Delta x} = -\sum (B \cdot D_i)$$

ii) Ecuación de conservación de masa para los sedimentos: la misma puede ser escrita como:

$$(1 - p) \cdot B \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} = -\frac{\partial T}{\partial x}$$

donde p : porosidad del sedimento, Z : cota del fondo, T : transporte volumétrico total.

Aplicando sumatoria a la ecuación "i" y combinando con la "ii" se tiene:

$$(1 - p) \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} = \sum D_i$$

$$(1 - p) \cdot \frac{\partial (z + \delta)}{\partial t} = \sum D_i$$

donde z : cota del lecho debajo de la capa de mezcla, δ : espesor capa de mezcla.

Como se indicara esta última expresión permite evaluar la evolución de la cota de fondo.

iii) Ecuación de balance vertical de sedimento en el estrato de mezcla: se obtiene aplicando la ecuación de conservación de masa para cada clase granulométrica al espesor de mezcla. Representa el intercambio vertical de cada clase granulométrica de sedimento.

Aplicando este concepto a los casos de erosión (Figura 2.21) y depósito (Figura 2.22) y considerando que todas las partículas tienen la misma densidad, la ecuación que se obtiene permite estimar la evolución temporal de la composición granulométrica del estrato activo o de mezcla:

$$(1 - p) \cdot B \cdot \left[\frac{\partial (\beta_i \cdot \delta)}{\partial t} + \beta_i^* \cdot \frac{\partial (Z - \delta)}{\partial t} \right] = -\frac{\partial T_i}{\partial x}$$

donde:

$\beta_i^* = \beta_i$ si $\sum D_i > 0$ (depósito)

$\beta_i^* = \beta_{ui}$ si $\sum D_i < 0$ (erosión)

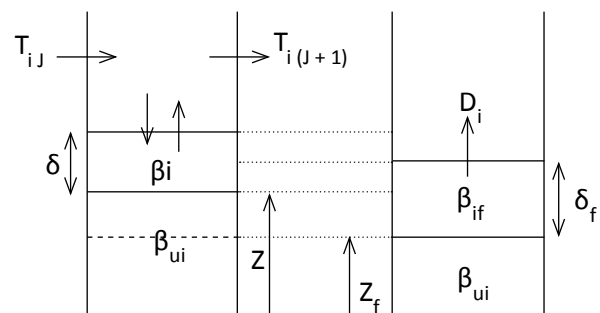


Figura 2.21 Esquema de erosión

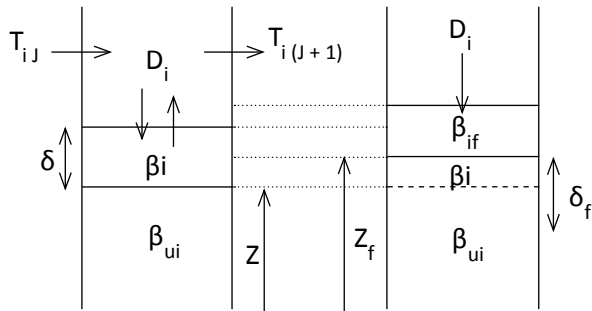


Figura 2.22
Esquema de depósito

Para el cálculo del transporte de sedimentos por clases o fracciones granulométricas pueden utilizarse cualquiera de las ecuaciones adaptadas para su uso con materiales heterogéneos disponibles en la bibliografía. En particular, en Argentina, se ha aplicado con éxito la fórmula de Di Silvio (1991) para cuantificar el transporte de sedimentos en ríos con alta pendiente. Esta formulación fue obtenida de la relación entre el transporte adimensional con la potencia cúbica de la tensión de corte adimensional, incorporando la ecuación de Strickler-Manning y fue verificada con datos de campo y laboratorio.

$$T_i = \alpha \cdot \beta_i \cdot \frac{Q^m \cdot I^n}{B^p \cdot d_i^q} \cdot \xi_i$$

donde I : pendiente y $m = 1.8$, $n = 2.1$, $p = 0.8$, $q = 1.2$ y $\alpha = 0.08$ son coeficientes propuestos por el autor.

Para el coeficiente de protección-exposición, una posibilidad es utilizar una expresión simplificada con la forma:

$$\xi_i = \left[\frac{d_i}{d_m} \right]^b$$

con el exponente “ b ” entre 0 y 1, siendo d_i : el diámetro característico para la fracción “ i ” y d_m : diámetro medio aritmético.

El conjunto de ecuaciones de continuidad de sedimentos ha sido resuelto numéricamente usando un método aproximado en diferencias finitas con esquema de predicción y corrección.

En la fase de predicción se ha utilizado el esquema de avance en el tiempo y en el espacio. Se estima así, para el paso de tiempo en cuestión, una nueva cota de fondo y una nueva granulometría del lecho. Por ejemplo, la expresión utilizada para la determinación del flujo neto vertical de la clase i -ésima en la etapa de predicción es:

$$D_{i(t+1)} = \frac{T_{i,j} - T_{i(j+1)}}{\Delta x \cdot B}$$

Para la corrección se usó el esquema de cuatro puntos. En este caso los valores finales del lecho se obtienen a partir de los datos del paso de tiempo anterior y de los valores predichos, dándole un determinado peso relativo. En esta etapa, la expresión utilizada para el cálculo del flujo neto vertical de la clase i -ésima es:

$$D_{i(t+1)} = \frac{(1-\theta) \cdot (T_{i,j} - T_{i(j+1)}) + \theta \cdot (T_{i,j,pred} - T_{i(j+1),pred})}{\Delta x \cdot B}$$

donde los valores indicados con el subíndice “pred” se obtuvieron a partir de las predicciones.

Si bien en el modelo desarrollado se puede indicar el valor de θ a utilizar en los cálculos, en general se considera un valor de 0,6.

La celeridad puede definirse como la velocidad de propagación de un cambio en una variable. Aplicando simplificaciones pueden calcularse los valores

de celeridad para las distintas variables que intervienen en el cálculo de la evolución morfológica:

Para la variable β_i :
$$c_i = \frac{1}{\delta \cdot B} \cdot \frac{\partial T_i}{\partial \beta_i}$$

Para la variable Z:
$$c = \Sigma \frac{1}{\delta \cdot B} \cdot \frac{\partial T_i}{\partial \beta_i} \cdot \left(\frac{D_i}{\Sigma D_i} - \beta_i \right)$$

Puede demostrarse que para que el esquema de cálculo sea estable debe cumplirse:

$$\theta \geq \frac{1}{2}$$

$$\sigma^2 \leq \frac{2\theta - 1}{\theta^2}$$

donde σ es el número de Courant definido como:

$$\sigma = c \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x}$$

El modelo evalúa en el tiempo parámetros tales como cota de fondo, volúmenes y composición granulométrica del material transportado y de fondo, caudales líquidos, niveles, anchos superficiales, alturas líquidas, etc., en cada una de las secciones de cálculo.

Una aplicación del modelo presentado se muestra en el punto 2.3.3.2, donde se analizan los procesos morfológicos que se desarrollan aguas abajo del dique Los Molinos, sobre el río Grande, en la provincia de Jujuy.

2.3. Medidas de control de los procesos asociados con los sedimentos

Los análisis de los fenómenos aluvionales y de la mecánica de los factores que los producen y carac-

terizan permiten establecer los principios generales que deben regir las acciones correctoras, ya sea a nivel de cuenca como de cauce.

Desde el punto de vista hidráulico, un flujo torrencial es sinónimo de flujo supercrítico o rápido donde la relación entre fuerzas inerciales y fuerzas gravitatorias es mayor que la unidad, lo que implica comportamientos bien diferenciados frente a los denominados regímenes lentos, subcríticos o fluviales. Por lo general, también son características inherentes al fenómeno aluvional la existencia de importantes caudales sólidos y la presencia de crecidas súbitas y violentas.

Normalmente la corrección de un fenómeno aluvional debe incluir acciones tanto en los cauces, con obras de ingeniería hidráulica, como en la cuenca de aporte, con acciones mecánicas y biológicas, dentro de lo posible.

Como premisa de diseño de una correcta intervención en cuencas o ríos debe decirse que el proceso para llegar a la misma requiere conocer el objetivo de la intervención, es decir para qué queremos la obra y cuál es su objeto; la física de los problemas que debemos resolver y cómo se producen; e interpretar correctamente cuáles son los procesos involucrados en cada problema. Luego sí se podrá proceder a la selección de las medidas a llevar a cabo y avanzar en el proyecto, construcción y previsión de mantenimiento de las eventuales obras.

En la Tabla 2.3 se presentan las acciones que pueden ejecutarse, relacionadas con el control de los sedimentos, en función de su localización (cuenca o cauce), presentando las características correspondientes en cada caso relacionadas con el propósito buscado. Dicho cuadro es un resumen para

ser tomado como punto de partida para analizar los tipos de intervenciones que pueden ejecutarse en cada caso.

En las cuencas, las medidas están fundamentalmente destinadas al control de la producción de sedimentos que son incorporados luego a los cursos que conforman el sistema de drenaje, mientras que en los cauces las acciones están destinadas fundamentalmente al control de la erosión y defensa contra inundaciones. Los aspectos relacionados con sedimentación están en general asociados a los procesos observados en obras de toma y a la sedimentación de embalses.

Las obras de control de la erosión superficial tienen carácter típicamente extensivo e incluyen aquellas intervenciones de ingeniería hidráulica y/o naturalista orientadas a la consolidación de las laderas. Las obras de control y defensa contra inundaciones torrenciales tienen más bien carácter intensivo y están destinadas al control de la red hidrográfica a través de la modificación de la capacidad de transporte sólido de los cursos de agua, la estabilización de la morfología física limitando las divagaciones y los cambios de la cota de fondo.

No obstante los lineamientos generales, debe tenerse presente la escala del problema a la hora de pensar en las acciones para controlar ciertos procesos. Claramente no es lo mismo un pequeño torrente alpino que un río torrencial como el río Iruya en la Cuenca Alta del Río Bermejo. Las soluciones no pueden ser las mismas y es mala práctica la extrapolación directa de metodologías o criterios de obra desarrollados en torrentes o ríos de otras características.

De las obras recientemente construidas o pro-

yectadas en toda la Cuenca del Río Bermejo en su parte argentina relacionadas con la temática de los sedimentos, informadas por los organismos nacionales y provinciales pertinentes, 11 (19,3%) tienen como finalidad la protección longitudinal de márgenes; 8 (14,0%) tienen como finalidad la protección transversal de márgenes; 3 (5,3%) tienen como finalidad la protección de lecho y 35 (61,4%) son obras de cruce (puentes y badenes), de toma, de saneamiento o de control de inundaciones que no están directamente relacionadas con el control de la erosión.

Puede verse que casi el 40 % de las obras proyectadas en la Cuenca tienen como principal objetivo el control de procesos erosivos en los cauces, mientras que en el resto de los casos, si bien el objetivo es distinto al de control de sedimentos, las obras inciden en diferente grado en los aspectos morfológicos de los cauces donde se localizan o se prevé ubicar las estructuras.

Si se comparan estos resultados con los obtenidos en el estudio del NOA (Beta Studio-Enel Hydro, 2002), aunque sean diferentes las categorizaciones, puede concluirse que las obras de defensa contra la erosión constituyen un ítem de gran importancia tanto a nivel de Cuenca del Bermejo como de todo el noroeste argentino.

Otra conclusión es que prácticamente el total de las obras de defensa contra la erosión se corresponden con obras en ríos, ya sea de protección de márgenes o de lecho. Del total de obras recopilado sólo puede considerarse como obra de control de erosión a nivel de cuenca las realizadas en la subcuenca del río Mena, en Bolivia, aguas arriba de los embalses de retención.

Tabla 2.3
Acciones que pueden ejecutarse para el control de los sedimentos

Acciones					
Localización	Características		Propósito		
En la CUENCA	Acciones biológicas	Coberturas vegetales Forestación	Control de erosión laminar Mejoras de la infiltración Control de escorrentías directas		
	Prácticas mecánicas	Terrazas Drenajes	Control de erosión laminar Control de humedad del suelo Control de movimientos en masa		
	Pequeñas obras transversales	Palizadas, fajinas, etc.	Control de cárcavas Control de erosión remontante		
		Muros de contención	Control de caída de bloques y piedras Protección de obras de infraestructura		
	Revestimiento de laderas	Mantas de alambre	Control de desmoronamientos		
En el CAUCE (régimen torrencial)	Área de erosión	Obras transversales	Diques de consolidación	Perfil de equilibrio Consolidación de laderas marginales	
			Diques de retención	Total	Retención de sedimentos
				Selectivos	Retención parcial de sedimentos Defensa de instalaciones y obras de infraestructura
			Umrales de fondo	Control de la erosión del lecho	
	Obras longitudinales	Revestimientos	Defensa contra erosiones laterales aumentando resistencia de las márgenes		
		Espigones	Defensa contra erosiones laterales desviando la corriente		
		Muros de defensa	Defensa de márgenes y rectificación		
		Soleras	Protección del lecho contra la erosión		
	Área de sedimentación	Acciones mecánicas	Extracción de material y limpieza	Ejecución y mantenimiento de obras de toma	
			Canalizaciones	Encauzamientos	
Embalses		Limpieza	Mantenimiento de su vida útil y de los volúmenes disponibles del vaso		

También el análisis realizado en la Alta Cuenca del Río Bermejo coincide con las conclusiones obtenidas para todo el NOA en lo que se refiere a los objetivos de las obras de control de erosión ya que, salvo la excepción planteada, los proyectos y obras de control de erosión tienen un único propósito de alcance local directamente vinculado con la protección de vidas, bienes o infraestructura.

Esta conclusión, obtenida a partir de la realidad de la Cuenca en cuanto a proyectos y obras ejecutadas, se relaciona y complementa con una de las principales conclusiones sacada de los estudios realizados sobre la generación y el transporte de los sedimentos en la Alta Cuenca del Bermejo en el marco de la primera etapa del Programa Estratégico de Acción para la Cuenca Binacional del Río Bermejo: “las medidas adecuadas de control de erosión serían las que buscaran solucionar problemas puntuales, de alcance local, relacionados con procesos de producción de sedimentos en cualquier punto de la Cuenca, las que podrían resolverse mediante medidas estructurales y/o no estructurales factibles desde todo punto de vista, cumpliendo su objetivo local específico” (Brea et al, 1999-1).

2.3.1. Medidas estructurales y no estructurales de control de la producción de sedimentos

La obtención de mapas de producción de sedimentos permite la toma de decisiones acerca de la identificación de zonas de mayor producción y la evaluación de los procesos de estabilización (forestación, obras de control) o recuperación de dichas zonas.

En el caso de las medidas de manejo no estructurales no se apreciaría ninguna que tenga factibilidad y que permita reducir significativamente el volumen de sedimento producido a nivel de la Cuenca toda.

De este modo sólo quedarían las medidas estructurales como factibles técnicamente de controlar la producción de sedimentos en la Cuenca a nivel global, tanto evitando que la erosión se produzca como almacenando los sedimentos producidos. En cambio, desde el punto de vista económico y ambiental, a priori, estas medidas no parecen factibles.

Sí pueden ser viables medidas de control que ataquen y solucionen problemas locales, pero sin significación en el monto total de sedimentos producidos por la Cuenca.

Para el control de la producción de sedimentos en las cuencas aluvionales es posible llevar adelante acciones destinadas a la conservación, mejora e implantación de las cubiertas forestales arbóreas, no sólo para la conservación del suelo sino también por sus efectos sobre la infiltración y el tiempo de concentración de las aguas. Los trabajos de reforestación de terrenos rasos de la cuenca con vocación forestal deben ser considerados como prioritarios y utilizarse de forma preferente, siempre que sea posible, frente a otra alternativa de uso.

En esta línea de análisis, el mantenimiento de la vegetación espontánea de los estratos arbustivo, subarbustivo o herbácea o de los relictos de vegetación arbórea que existan en los terrenos que se reforestan, debe ser un condicionamiento a tener en cuenta en la planificación de los trabajos de reforestación buscando desde el principio el

equilibrio entre la vegetación que se ha introducido artificialmente en el espacio forestal vacío y la existente en otros espacios, pues una coexistencia de ambas beneficia la corrección del fenómeno aluvional de la cuenca.

Conviene resaltar que no son los árboles que se introducen los que van a conseguir en exclusiva la corrección del fenómeno torrencial, sino el ecosistema que representan. La forestación de cuencas aluvionales debe considerarse como una ayuda a la naturaleza que invierte su proceso de degradación y anticipa en varios estadíos su evolución hacia un ecosistema de bosque, óptimo grado que puede alcanzar la vegetación para el control de estos fenómenos. Son las masas heterogéneas e irregulares, en las que conviven distintos estratos, las que mejor aprovechan la energía del medio, objetivo por tanto principal para el logro de la permanencia de la cubierta forestal.

Las obras de control de erosión superficial involucran toda la superficie de las laderas interesadas por fenómenos de erosión y consisten en reconstruir la cobertura vegetal y forestal de las laderas con elementos de protección para alcanzar una eficaz defensa hidrogeológica.

Las obras que involucran la superficie de la ladera son llamadas intervenciones de superficie y consisten en revestimientos que desarrollan una acción de protección contra los fenómenos de erosión superficial del terreno y que evitan fenómenos de desprendimiento de pequeñas costras superficiales, mejorando también el balance de humedad y calor, lo que favorece el desarrollo de la vida vegetal ya sea en el terreno como en la capa aérea cercana al suelo.

Los tipos de obras y acciones para las intervenciones de superficie pueden clasificarse como de revestimiento, de estabilización, combinadas y complementarias.

Los revestimientos se utilizan en particular cuando es necesario alcanzar rápidamente un buen nivel de protección del suelo.

Las obras de estabilización son esenciales para la consolidación de las laderas gracias a la penetración de las raíces en el terreno y la reducción del flujo hídrico. Estas obras consisten en transplantar, a lo largo de hileras rectilíneas o en determinados puntos seleccionados, arbustos, árboles y ramiza con alta capacidad de propagación. Las obras estabilizantes a veces son materializadas por revestimientos para alcanzar una mayor resistencia del terreno a la erosión.

Las obras combinadas se aplican para sostener y consolidar laderas y taludes inestables; éstas utilizan materiales de construcción vivos como plantas o partes de ellas y otros inertes como piedras, hormigón, madera, acero o material sintético, que resultan en una mayor durabilidad de las obras, superior a la que pueden asegurar las obras estabilizantes.

Las obras complementarias incluyen la reforestación y las obras silvo-pastorales para mejorar los bosques y los pastos deteriorados y tienen el objeto de enriquecer, consolidar y acelerar el desarrollo de la vegetación transplantada en la fase inicial.

Otro tipo de obras son las que interesan la pendiente más en profundidad, llamadas intervenciones de consolidación profunda, que encuentran su campo de aplicación en zonas afectadas por acciones mecánicas desestabilizantes de cierta importancia.

2.3.2. Control de los sedimentos en los cauces

Se analizan aquí los tipos de intervenciones para el control de los procesos asociados a los sedimentos y a la morfología de los cursos que más comúnmente se utilizan en los cauces de la Cuenca Alta del Río Bermejo.

A continuación se presenta una serie de fotografías de obras en la Cuenca (Figuras 2.23 a 2.36) con el objeto de mostrar la tipología de obras utilizadas.

Como se ha mostrado en las imágenes, las obras en la Alta Cuenca del Río Bermejo son variadas tanto respecto de los problemas a resolver como de las tipologías propuestas. Se tienen así obras de protección de márgenes materializadas mediante espigones u obras longitudinales, como recubrimientos y muros marginales, y obras transversales destinadas a estabilizar lechos en ríos con altas tasas de transporte de sedimentos, como en el caso del Colanzulí-Iruya, y a controlar torrentes.

La temática en cuestión es tan amplia, y la variedad de obras y materiales de construcción es tan grande, que intentar atacar específicamente el diseño de obras implicaría escribir un manual de diseño, mientras que el objetivo aquí es presentar una serie de lineamientos.

2.3.2.1. Protección de márgenes en ríos

Los procedimientos más comunes para proteger las márgenes de los ríos, son los espigones, recubrimientos marginales y los diques marginales. El propósito principal de las obras mencionadas consiste en evitar el contacto directo entre el flujo con alta velocidad y el material que forma la orilla, per-



Figura 2.23
Espigones en el río Pescado, 1987

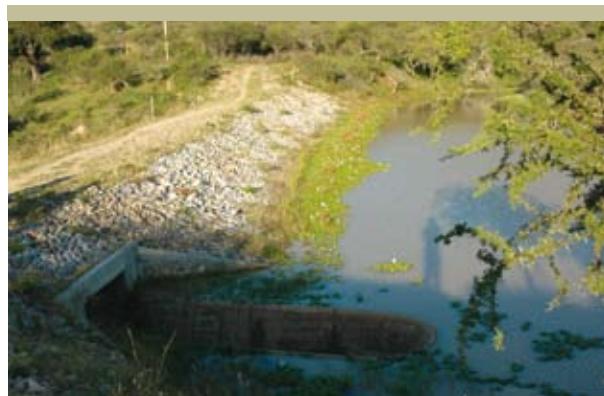


Figura 2.24
Río Mena, diques de tierra para retención de sedimentos, Bolivia



Figura 2.25
Río Mena, diques de tierra para retención de sedimentos, Bolivia

mitiendo además guiar o conducir el flujo en una dirección deseada y conveniente.

Los espigones son estructuras interpuestas a la corriente, uno de cuyos extremos está unido a la margen. Su propósito es alejar de la orilla las líneas de corriente con alta velocidad y evitar así que el material de la margen pueda ser transportado y ella se erosione. Además, los espigones facilitan que los sedimentos se depositen entre ellos, con lo que se logra una protección adicional de la orilla. Los espigones pueden estar unidos simplemente a la orilla en contacto con ella o bien estar empotrados una cierta longitud dentro de la margen.

Los recubrimientos o muros marginales consisten en colocar, directamente sobre la orilla, un material natural o artificial que no pueda ser arrastrado por la corriente. Para ello normalmente se perfila la orilla con un talud que permita la colocación fácil y segura del material de protección. Entre este último material y el que forma la margen usualmente se coloca un filtro, ya sea artificial como puede ser un geotextil, o natural con materiales pétreos formando una o varias capas con elementos cuyo tamaño decrece de afuera hacia la margen. El objeto del filtro es evitar que las partículas finas de la orilla salgan a través de los huecos que pueda tener la capa exterior o coraza, que es diseñada para resistir las altas velocidades del flujo. La salida o extracción de las partículas que constituyen la orilla se debe tanto a los vórtices que se generan por la presencia de los elementos de la capa protectora como al flujo que se produce de tierra hacia el río, por efecto de lluvias intensas sobre la planicie o por descensos frecuentes y considerables del nivel del agua en el río.



Figura 2.26
Control de torrentes cuenca río Huasamayo



Figura 2.27
Río Grande de Jujuy, muro marginal de gaviones, 2007



Figura 2.28
Control del lecho del río Colanzulí, Iruya



Figura 2.29
Espigones en Bolivia, zona de Aguas Blancas, río Bermejo, 2005



Figura 2.30
Río Blanco, muro encauzamiento, puente ruta 50, 2007



Figura 2.31
Río Pescado, espigón combinado de pie de gallo y gaviones, 2006

Los recubrimientos marginales, al apoyarse directamente contra el talud de la orilla, tienen la inclinación de ésta. Sin embargo, también se construyen verticalmente formando muros sobre todo en los tramos en que los ríos cruzan ciudades y poblados. Por último, estas protecciones también se conforman con elementos colocados cerca de la margen y a lo largo de ella, con los que se interpone una estructura resistente entre la corriente y la margen.

Los diques marginales son estructuras, en ocasiones de gran longitud, colocadas dentro del cauce y que se utilizan cuando se quiere formar una nueva orilla que permita encauzar al flujo en forma más adecuada o cuando se desea reducir el ancho del río. Al igual que los espigones pueden iniciarse y estar unidos a la margen mientras que toda la obra está dentro del cauce. La principal diferencia entre ellos y los espigones consiste en que estos últimos interfieren con las líneas de flujo mientras que los diques se colocan y diseñan para lograr que las líneas de corriente sean paralelas a esas obras. Son construidos normalmente con materiales como arcilla, arena o materiales pétreos; su sección transversal es trapezoidal y el talud en contacto con la corriente del río es formado en forma similar a los recubrimientos marginales. Los diques marginales también se pueden formar con paredes verticales cuando se utilizan tablestacas o se construyen muros.

Estas estructuras también se utilizan para encauzar el flujo hacia los puentes, para que el mismo pase bajo ellos en la forma más uniforme posible y se reduzcan las erosiones al pie de las pilas o estribos. Cuando se utilizan para este último propósito reciben el nombre de diques de encauzamiento.



Figura 2.32
Río Pescado, espigón combinado de pie de gallo y gaviones, en crecida, 2006



Figura 2.35
Río San Andrés, protección del lecho contra la acción de flujos de barro en correspondencia con cruce de gasoducto, 2001



Figura 2.33
Río Pescado, muro longitudinal con cubierta de neumáticos, 2006



Figura 2.36
Río Colanzulí, muro longitudinal de gaviones



Figura 2.34
Río Pescado, espigón de pie de gallo y gaviones, 2006

Como comentarios adicionales puede expresarse que en las obras de protección generalmente se utilizan espigones y recubrimientos marginales; mientras que en las de encauzamiento y rectificación se pueden usar combinaciones idóneas de espigones, recubrimientos y diques marginales.

Los diseños de obras de protección pueden variar según el criterio y experiencia del ingeniero proyectista. El mejor diseño dependerá finalmente del costo de la obra, de los equipos de construcción, materiales disponibles y del tiempo de ejecución. Los grados de libertad del proyecto, donde no hay límites para el ingenio del proyectista, están no tanto en la ubicación y trazado de las protecciones en planta sino en el dimensionamiento de las obras y en la selección de los elementos que las constituyen.

2.3.2.2. Obras de control en torrentes

Para estabilizar el cauce y controlar los escurremientos en cursos de muy alta pendiente es común la construcción de conjuntos de diques muy cercanos entre sí. En general, la altura, cota de coronamiento y la distancia entre obras se determinan mediante simples criterios geométricos, basados a veces sobre formulaciones empíricas y en la experiencia de los proyectistas, lo que da lugar habitualmente a encontrar expresiones de cálculo sólo aplicables a la región en que fueron desarrolladas.

El objeto de estas obras es lograr una configuración de lecho estable, con una serie de saltos y tramos de cauce entre obras, con una pendiente longitudinal menor a la del curso natural.

En los países en que se han aplicado gran parte

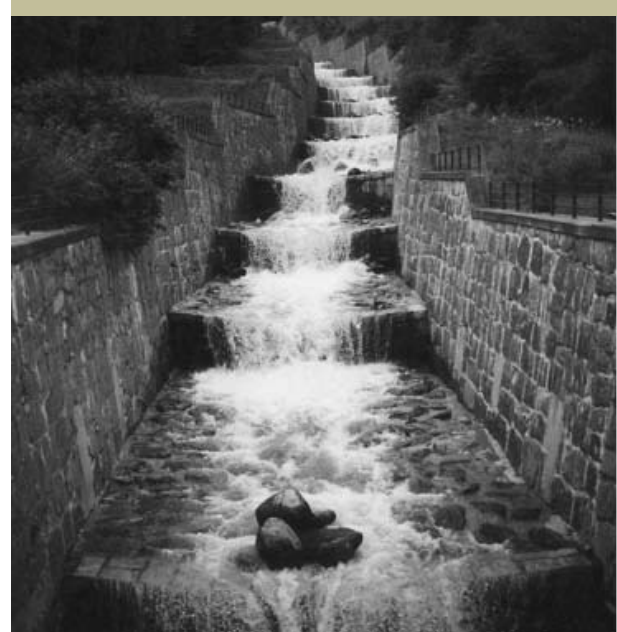


Figura 2.37
Ejemplo de obra de sistematización en Italia.

de estas obras de sistematización (Italia, Suiza, Austria, Japón, etc.), es común la presencia de zonas pobladas o con obras de infraestructura en correspondencia con pequeñas quebradas de fuerte pendiente, situación que no suele presentarse en los torrentes localizados en las zonas de cabecera en la Alta Cuenca del Río Bermejo ya que la densidad poblacional en estos sitios es muy baja. De allí que si bien el concepto de las obras no difiera, algunos aspectos tales como materiales de construcción y características constructivas deben adaptarse a las disponibilidades técnicas y económicas de cada caso (Figura 2.37).

Salvo que existan controles geológicos, la pendiente del cauce y su composición granulométrica estará dada por la condición de equilibrio de transporte a largo plazo, donde la pendiente del cauce y la granulometría del material del lecho quedarán conformadas por la fracción de los sedimentos que son aportados y acarreados como transporte de fondo. En el mediano plazo se presentarán procesos de acorazamiento dinámico del lecho e inclusive el desarrollo de otros fenómenos tales como la formación de sistemas del tipo “*step-pool*”, en los que el cauce tenderá a una condición de máxima resistencia. Estas estructuras suelen romperse para eventos críticos con recurrencias del orden de 10 a 50 años, volviendo el cauce a adquirir su conformación histórica (Lenzi et al., 2000).

Un caso típico que se observa en torrentes es la ocurrencia de aportes sólidos durante eventos críticos, habitualmente asociados a procesos de remoción en masa. El resto del tiempo predominan escurrimientos en aguas claras, durante los que se desarrollan procesos de acorazamiento del lecho.

Ante la construcción de obras en cascada en estas condiciones, sólo en pocas ocasiones los escurrimientos traerán sedimentos que puedan constituir transporte de fondo, mientras que el resto de los eventos no afectarán la morfología del lecho, pero sí la de los depósitos, los que tenderán a adquirir una pendiente del orden de la crítica del material sedimentado y menor a la del cauce.

Si se presenta un evento crítico con el ingreso al sistema de grandes volúmenes de material, aguas arriba de las obras el lecho se adaptará rápidamente a las nuevas condiciones de transporte y los sedimentos serán llevados a la zona de obras, donde encontrarán condiciones favorables para su deposición tendiendo a la pendiente del tramo de aguas arriba, es decir la de equilibrio a largo plazo del torrente. Este proceso se irá desarrollando desde la primera obra hacia aguas abajo, produciéndose un progresivo avance e incremento de los depósitos si los volúmenes de material son suficientes.

Los procesos de evolución de los depósitos son función del material generado en las cuencas de aporte, por lo que la factibilidad técnica para construir este tipo de obras en cascada para sistematizar torrentes deberá ser función de la generación de sedimentos en las cuencas de aporte y de la capacidad de transporte del cauce.

2.3.2.3. Estabilización del lecho en ríos con altas tasas de transporte de sedimentos

Como se indicara en el análisis del control de torrentes, en ríos de alta pendiente es habitual la construcción de conjuntos de diques, separados entre sí por una distancia relativamente corta,

como obra de estabilización del lecho de los cauces, para evitar el descalce de laderas y permitir el control del flujo y de los sedimentos transportados. Este tipo de solución es muy frecuente en ríos localizados en zonas de montaña, donde se ha verificado su correcto funcionamiento en el control de los procesos morfodinámicos.

La tendencia a simplificar los fenómenos complejos de transporte de sedimento y de evolución morfológica en ríos de montaña y la tentación de utilizar obras exitosas para el control de procesos morfodinámicos en torrentes extrapolándolas a los ríos de montaña en general ha llevado, en el campo de la ingeniería de ríos, a plantear la construcción de series de diques de baja altura en cauces con lechos granulares y altas tasas de transporte de material.

En estos casos, se ha observado que la planteada no resulta la mejor solución estructural para la estabilización del fondo debido a que la metodología de diseño tradicional de las mismas, basada sobre un criterio puramente geométrico, da como resultado la necesidad de implantar un gran número de obras, con alto costo, que en poco tiempo dejan de cumplir con su objetivo original de reducir las pendientes en el tramo sistematizado y el lecho tiende a adquirir la pendiente original pero en correspondencia con las crestas de las estructuras, por lo que dejan de funcionar como controles de sedimentos y sólo cumplen la función de estabilizar el fondo del río.

Esto se debe a que en ríos de montaña con su lecho bajo una condición media de equilibrio morfológico y altas tasas de transporte de sedimentos, los procesos asociados al transporte de material sólido se desarrollan con mayor velocidad. En estos casos, la gran cantidad de sedimentos producidos en las

cuenclas de aporte que pueden ser acarreados como transporte de fondo participan en la conformación del material del lecho, y la pendiente longitudinal se corresponde con la de equilibrio medio dada por el transporte y la coraza desarrollada ante el pasaje de los eventos que fueron modelando el tramo de río.

En el noroeste de Argentina, y particularmente en la Alta Cuenca del Río Bermejo, existen ríos con estas características; es decir, fuerte pendiente, cuencas de aporte activas y de grandes dimensiones, con altas tasas de producción de sedimentos, donde las escalas de los fenómenos son diferentes a las de los torrentes de las cabeceras de las cuencas y en general los problemas consisten en estabilizar cauces de cursos de alta pendiente con lecho granular de granulometría extendida. Resulta fundamental establecer y reconocer la diferencia entre torrentes y ríos torrenciales.

En la zona de interés, los torrentes de aporte suelen localizarse en sectores de difícil acceso, sin pobladores u obras de infraestructura, por lo que las obras para la estabilización del cauce y de las laderas en general no son factibles. Por otro lado, debido a las altas tasas de producción de sedimentos en sus cuencas por efectos de remoción en masa asociados a eventos puntuales críticos, aún con la presencia de series de diques, que rápidamente se colmatan, no pueden retenerse en las zonas altas dichas masas de material que finalmente afluyen al cauce receptor.

Los ríos que reciben los aportes de los torrentes, si bien pueden presentar fuertes desniveles y fondos conformados por clastos de gran tamaño, en el largo plazo adquieren una pendiente y una configuración del lecho de relativo equilibrio morfológico, con altas tasas de transporte de sedimentos.

Para evaluar cómo se desarrolla la evolución del lecho ante diversas obras de control y estudiar las mejores alternativas en el proyecto de obras de estabilización del cauce en este tipo de ríos es posible utilizar modelos numéricos de evolución de lechos en ríos con sedimentos heterogéneos como el presentado en el punto 2.2.2, cotejándose los resultados con modelos físicos y observaciones directas de campo.

A partir de la experiencia recogida es posible afirmar que las obras definidas a partir de un análisis morfológico del río, son una alternativa eficaz y de mucho menor costo respecto al criterio geométrico tradicional en el diseño de obras de estabilización del lecho en ríos de montaña.

2.3.3. Procesos asociados a la presencia de embalses

Cuando se analizan los fenómenos asociados con los sedimentos debidos a la presencia de presas, debemos considerar los procesos de sedimentación de los embalses y los procesos de erosión aguas abajo de las obras.

Si bien ambos problemas están íntimamente relacionados debido a que el desencadenante es el mismo, es decir la presencia de la presa con su embalse, suelen tratarse en forma independiente.

Al ingresar una corriente con su carga de sedimentos en un tramo donde la superficie libre se ve influenciada por el remanso inducido por el embalse la velocidad tiende a disminuir y con ella la capacidad para transportar los sedimentos de mayor tamaño. De esta manera comienzan a desarrollarse los depósitos en el reservorio. Estos procesos en general se van potenciando a medida que la co-

rriente se desacelera y se acerca a la zona de cierre, pudiendo quedar retenida en el embalse una gran parte del material sólido transportado por el río.

Esto motiva que del reservorio salga agua con poco material sólido en suspensión y con capacidad para transportar sedimentos. La discontinuidad entre lo que el escurrimiento de aguas claras a la salida de la obra pueda efectivamente llevar en suspensión y lo que pueda acarrear como transportes de fondo y suspensión hace que el escurrimiento tome del lecho aguas abajo de la obra material para equilibrar ese desbalance, con el consiguiente descenso del nivel del fondo.

2.3.3.1. Sedimentación de embalses

El estudio de la sedimentación de embalses abarca no sólo la evaluación de los procesos hidrodinámicos en el embalse y los relacionados con el transporte de sedimentos, sino que también aquellos relativos con la producción o generación de sedimentos en las cuencas de aporte.

Si bien algunos de los aspectos asociados a la sedimentación de reservorios pueden tratarse con cierta precisión, la evaluación combinada de los procesos intervinientes hace que el problema global sea complejo. En el pronóstico de volúmenes y forma de disposición del material sedimentado en los embalses, la complejidad de los fenómenos tiene como consecuencia una cierta incertidumbre en los resultados. Por ello, entender y plantear correctamente el problema, establecer con claridad los objetivos del estudio, evaluar la información disponible detectando en qué parámetros se tiene mayor déficit y seleccionar correctamente la herra-

mienta de cálculo en función de su complejidad, alcances y limitaciones, es indispensable para que en un determinado estudio se tenga conciencia del grado de incertidumbre de los resultados y de las condiciones bajo las cuales las conclusiones del trabajo pueden ser tenidas en cuenta a la hora de la toma de decisiones.

En cuanto a los objetivos de los estudios relativos a sedimentación de embalses, pueden citarse la evaluación o la estimación de la evolución temporal de los depósitos, la pérdida de volúmenes para regulación, la colmatación del reservorio con sedimentos, el análisis de los mecanismos de transporte, la afectación de los órganos de control de la obra y la evaluación y definición de eventuales acciones de mitigación.

Si bien los problemas a tratar pueden ser variados, los estudios pueden diferenciarse en forma general entre aquéllos que se realizan para evaluar el comportamiento de embalses de presas existentes y los destinados a predecir los procesos que se espera que se desarrollen en reservorios de presas proyectadas, no construídas.

Respecto de las presas existentes en la Alta Cuenca del Río Bermejo puede decirse que son pocas y, a excepción del Dique San Jacinto localizado en Bolivia, las presas son pequeñas y constituyen en general obras de derivación para canales de riego, siendo un caso testigo el del Dique Los Molinos sobre el río Grande.

Para la predicción de la sedimentación de embalses existen diversas herramientas, algunas que tienen en cuenta los aspectos más complejos de los procesos de sedimentación y otras más simples, que tienden a hacer un análisis conceptual simplifi-

cado de los fenómenos para poder estudiar el problema mediante un análisis numérico sencillo.

Si bien una simplificación da idea de una disminución en la precisión de los resultados finales cuando los procesos son complejos y la información de base es escasa –por no decir muy escasa– aplicar modelos o herramientas que tienen en cuenta los diferentes aspectos vinculados a los procesos que se desarrollan durante la sedimentación de embalses, tanto desde el punto de vista de los mecanismos con que se depositan los distintos tipos de materiales como de los fenómenos de resuspensión y transporte por corrientes de densidad para tratar de predecir situaciones futuras, puede llevar a resultados erróneos ya que, a medida que se trabaja con modelos de mayor complejidad los datos de partida deben ser más completos y confiables, debiéndose contar asimismo con suficiente información para contrastar con los resultados de los modelos implementados de forma tal de validarlos o calibrarlos.

Muchas veces, aunque no siempre, y sobre todo en los últimos años, la construcción de una presa trae consigo la colocación de estaciones de aforo que permiten conocer los aportes líquidos y sólidos que llegan al lago artificial, el relevamiento periódico del embalse que permite evaluar su evolución y, en algunos casos, la toma de muestras de material del fondo. De esta forma pueden ajustarse ciertas herramientas que permitan predecir la futura sedimentación y que, a su vez, puede retroalimentarse de la información que se colecta durante la operación de la obra relativa a la evolución temporal del reservorio.

Pero al momento de los estudios de factibilidad

de una determinada obra la carencia de información de base puede ser determinante.

Esta situación es típica en países en vías de desarrollo como Argentina, que presenta un territorio muy extenso, con la mayor parte de la población localizada en su llanura central y cerca de los grandes ríos (Paraná y de la Plata). En particular los ríos de zonas montañosas y del pedemonte, donde se localizan las obras que suelen presentar problemas de sedimentación, se corresponden con zonas de baja densidad poblacional y muy escasa e, incluso, a veces nula información respecto a parámetros hidráulicos y sedimentológicos.

En la Alta Cuenca del Río Bermejo y en la zona limítrofe entre Argentina y Bolivia se planteó la posibilidad de construcción de tres obras: las presas de Las Pavas y Arrazayal sobre el río Bermejo y la de Cambarí sobre el río Tarija –que es un afluente del río Grande de Tarija– esta última localizada íntegramente en territorio boliviano.

Como estudios básicos e indispensables surgió la necesidad de realizar por un lado los correspondientes análisis de factibilidad respecto de la sedimentación de los embalses y su vida útil, y por otro definir un orden de mérito de las obras mediante un análisis comparativo sobre una misma base de referencia.

Pero la realidad indicó que la cantidad y calidad de la información básica para encarar los estudios era muy distinta para los ríos Bermejo y Tarija, siendo en el último caso prácticamente inexistente, no disponiéndose siquiera de una serie de caudales líquidos. De esta forma, la posibilidad de poner los estudios de la sedimentación del embalse de Cambarí al mismo nivel que los otros no fue posible.

Respecto de los volúmenes totales de material que eventualmente podrían sedimentarse en las obras previstas, en primera instancia pueden considerarse los análisis llevados a cabo a nivel regional para toda la Cuenca de la tasa de producción de sedimentos por erosión superficial.

Como se indicara en el punto 2.1 sobre la Alta Cuenca del Río Bermejo en su totalidad, se aplicó la metodología de Gavrilovic, habiéndose verificado su adecuada capacidad de predicción a partir de la comparación de los resultados obtenidos con datos de aforos sólidos en estaciones de aforo y de la sedimentación del embalse de San Jacinto en Bolivia, ubicado en el río Tolomosa perteneciente a la cuenca de aporte del río Tarija, con una cuenca de aporte de 438 km², y volúmenes sedimentados medidos y calculados del orden de los 0,35 Hm³/año (Brea et al, 1999-1).

Sin embargo, en el estudio de la sedimentación de embalses con el objeto de evaluar si el mismo será colmatado antes del final de su vida útil, no sólo interesan los volúmenes totales de material sedimentado, sino que también la forma en que los procesos se van desarrollando.

Para ello es necesario implementar un modelo que permita estudiar la evolución de los depósitos, debiéndose verificar que represente de la mejor manera los procesos físicos, de forma tal que nos permita estimar situaciones futuras con una adecuada precisión, que será función de los objetivos del estudio.

En los sitios de posible implantación de las obras de Las Pavas y Arrazayal sobre el río Bermejo, si bien se contaba con cierta información de base, no se disponía de datos suficientes como para aplicar

herramientas complejas y ni siquiera para validar las metodologías de cálculo más simples, por lo que era imposible hacer ningún tipo de ajuste ni verificación de los modelos.

Ante esta situación, se buscó en la bibliografía algún embalse con características semejantes a los previstos y con suficientes datos para hacer un ajuste y selección de formulaciones adecuadas, para luego aplicarlo a los casos en cuestión.

En tal sentido pudo recopilarse una base de datos completa correspondiente a la sedimentación en el lago Mead (Lara y Sanders, 1970), producto de la construcción de la presa Hoover en el sudoeste de los EE.UU, sobre el río Colorado.

El río Colorado tiene características similares a las del río Bermejo en lo que hace a su módulo, cantidad y características del sedimento transportado, lo que hace aun más valioso el análisis.

Esta información de base pudo utilizarse tanto como condición de borde de las simulaciones como para caracterizar la evolución temporal del lecho, ya sea respecto de la cota como de las características granulométricas del material que lo conforma, pudiéndose realizar el análisis de aptitud de la herramienta de cálculo, ya que se dispuso de datos prácticamente continuos durante un período de unos 30 años.

Con el objeto de evaluar el grado de ajuste que puede obtenerse en estudios de sedimentación de embalses mediante la aplicación de programas de cálculo tradicionales, se implementó el modelo HEC-6, que es uno de los programas de dominio público más conocido y utilizado para el estudio de este tipo de problemas. El modelo, desarrollado con el objeto de estudiar erosión y sedimentación en ríos y reservorios es unidimensional y está di-

señado para simular cambios en perfiles fluviales sobre períodos de tiempo prolongados, siendo el registro de flujo entrante una secuencia de flujos estacionarios de amplitud y duración variables.

El vaso del lago Mead se encuentra confinado por laderas de pendientes moderadas, identificándose una dirección principal de escurrimiento, por lo que es posible aplicar un modelo unidimensional para su estudio.

Dicho lago está formado por dos brazos principales, uno que corresponde al valle del río Colorado y el otro al del río Virgin. Se modeló el tramo de reservorio comprendido entre la boca del embalse y el encuentro de los dos brazos principales.

El tramo modelado fue de 148 km de longitud, con un desnivel para la cota de fondo al año 1935 de 151.5 m. La pendiente media del tramo es de 1.02 m/km, mientras que en la boca del embalse alcanza a 1.89 m/km. Para la evolución temporal se simuló el período comprendido entre el cierre de la presa, en 1935, y la inspección de 1963/4, es decir, unos 30 años.

Tras analizar las distintas alternativas se adoptaron los diferentes parámetros a definir en la implementación del modelo tanto respecto a aspectos hidráulicos y sedimentológicos, como de las ecuaciones para la evaluación del transporte de material sólido disponibles en el HEC6, de forma tal de tener el mejor ajuste entre los valores calculados y las mediciones disponibles.

En las Figuras 2.38 y 2.39 se graficaron las comparaciones entre los perfiles longitudinales del embalse relevados a partir de la información de base y calculados con el modelo implementado a 15 y a 30 años del cierre de la presa.

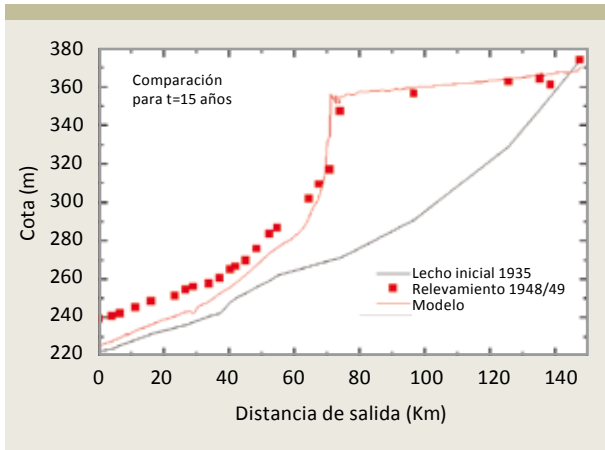


Figura 2.38
Perfil longitudinal del embalse con la evolución a 15 años

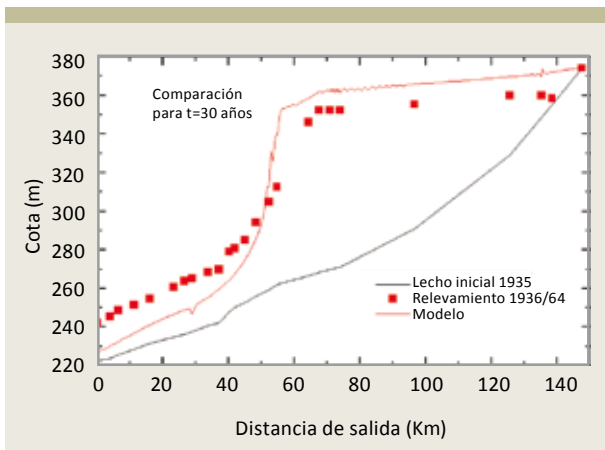


Figura 2.39
Perfil longitudinal del embalse con la evolución a 30 años

Los resultados tanto a 15 como a 30 años son consistentes con los registros de los relevamientos de los años 1948/49 y 1963/64, respectivamente. Las diferencias observadas se corresponden con una estimación en defecto de los depósitos de en el tramo de aguas abajo, es decir en el sector más cercano a la sección de cierre.

Para evaluar la capacidad de predicción del modelo se realizó un análisis para representar en términos de volúmenes los resultados de la evolución del perfil longitudinal del embalse. Para ello se consideraron dos situaciones extremas respecto de la forma en que se desarrollan los depósitos en cada sección transversal, siendo esperable que la realidad se corresponda con una condición intermedia.

De la comparación de los volúmenes de material sedimentado de acuerdo con los resultados del modelo y a los perfiles longitudinales disponibles de los relevamientos se determinó el valor medio de las diferencias considerando las dos situaciones de análisis. De estos resultados se desprende que para el caso del lago Mead el modelo implementado ha subestimado los volúmenes de los depósitos en término medio entre un 8% y un 37,5% respecto de los registrados.

En relación con las características de los materiales sedimentados, en la Figura 2.40 se indica la división de los depósitos obtenidos para los 30 años de simulación con el modelo en zonas compuestas por material fino y grueso, tomando como límite un d_{50} de 16mm. En ella también se ha volcado la interfase determinada por Gould a partir de los relevamientos de 1948/49 (Howard 1953). Puede apreciarse una gran concordancia, sobre todo teniendo en cuenta el carácter difuso de este tipo de límites.

Para el mismo embalse también se aplicó el modelo SEDIMRES (Tarela et al., 2000) que supone que el flujo bajo estudio está caracterizado por una dirección principal de movimiento y que las variaciones laterales son poco significativas, siendo posible realizar una integración sobre esa dirección lateral, lo que conduce a una descripción bidimensional según el plano vertical, y que fue desarrollado en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua de Argentina.

De la comparación de la aplicación de ambos modelos, el bidimensional resultó más preciso en la predicción de los perfiles topográficos; la composición y estratificación de los depósitos indicó una buena capacidad de predicción en ambos casos. Los dos modelos subestiman la posición del depósito más allá del pie del delta, efecto que se atribuyó a que ninguno de ellos contempla el transporte de sedimento a través de corrientes de turbidez, las cuales serían las responsables de tal formación; el tiempo de cálculo con el SedimRes supera en 20 veces el del HEC-6; el modelo bidimensional necesita más trabajo previo en cuanto a la obtención de un juego de parámetros numéricos que produzca resultados estables y una base de datos más completa para alimentarlo.

Por la experiencia obtenida de la aplicación presentada, se concluye que la implementación del modelo HEC6 para estimar la evolución de embalses que presentan una dirección de escurrimiento bien definida da resultados aceptables, pudiéndose asumir que los ajustes de los parámetros hidráulicos y sedimentológicos adoptados son válidos para el análisis de embalses localizados en ríos de características similares.

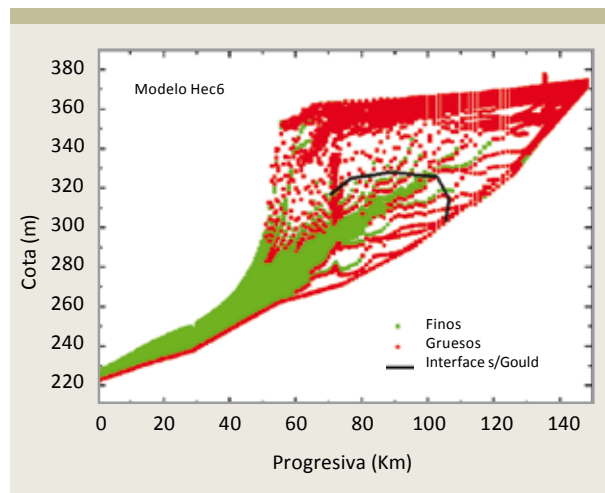


Figura 2.40

División de los depósitos obtenidos para los 30 años de simulación con el modelo, en zonas compuestas por material fino y grueso, e interfase determinada por Gould

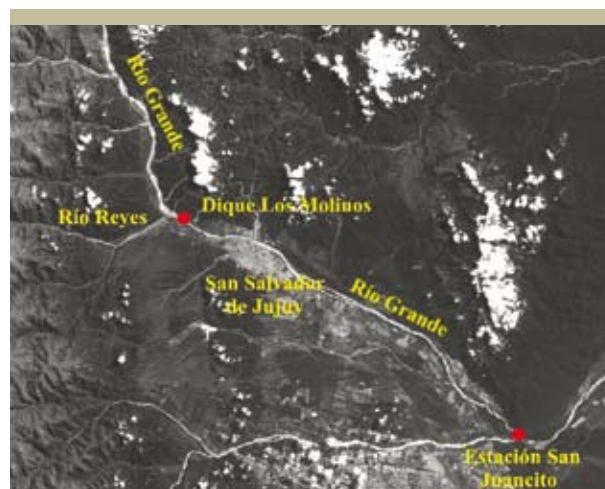


Figura 2.41

Ubicación del Dique Derivador Los Molinos

El río Colorado, donde se encuentra construida la obra, presenta una cuenca con un aporte medio anual de sedimentos de aproximadamente 100 millones de toneladas y un caudal medio de 436 m³/s, que resulta ser del orden de los registrados en el río Bermejo en su Alta Cuenca, por lo que se considera factible la aplicación del HEC6 con los ajustes adoptados para el río Colorado para estudiar las obras previstas en el río Bermejo, con eventuales retoques de las variables de calibración a partir de información específica en la zona y de la experiencia local.

Como en toda aplicación práctica, la calidad de los resultados está directamente asociada a la disponibilidad de buena información de base. La ausencia de esta información hace que para aplicar éste o cualquier otro tipo de herramienta deban hacerse hipótesis respecto del comportamiento hidráulico y morfológico.

Antes de utilizar el modelo de sedimentación de embalses, ajustado mediante la aplicación anterior, se evaluó su capacidad de predicción en un caso de la Alta Cuenca del Río Bermejo con datos disponibles. Para ello se aplicó la herramienta en el embalse del dique derivador Los Molinos localizado sobre el río Grande, aguas arriba de la ciudad de San Salvador de Jujuy, en la provincia de Jujuy, Argentina (Figura 2.41).

En la estación San Juancito, sobre el río Grande, se contó con registros de material sólido en suspensión para el período septiembre 1962 – agosto 1981 y con registros de caudales medios mensuales para el período septiembre 1967 – agosto 1981. En dicho emplazamiento se dispuso, también, de unos pocos datos de la composición granulométrica de

los sedimentos en suspensión (Brea et al, 1999-1).

En el tramo del río Grande sobre el que se realizaron los análisis, localizado aguas arriba del dique Los Molinos, y a partir de la planimetría correspondiente a la situación previa a la construcción de dicha obra, se evaluó la forma en que se desarrollaron los procesos de sedimentación del embalse.

Con los datos geométricos de secciones transversales antes de construirse la obra se procedió a implementar y correr el modelo durante un lapso de tiempo en correspondencia con el período de registros de caudales medios mensuales disponibles. De esta manera se obtuvo como resultado el cambio morfológico durante los años posteriores a la construcción de la presa.

En la Figura 2.42 se presenta el perfil longitudinal del río Grande, presentándose su evolución para el período simulado junto con la posición actual del talweg del río.

Se puede apreciar que rápidamente se desarrolló una gran acumulación de sedimentos en el río Grande aguas arriba del dique, observándose que la acumulación de sedimentos gradualmente va decreciendo hasta llegar a una configuración del fondo en el que el mismo se encuentra prácticamente en equilibrio en el tramo estudiado.

El comportamiento observado permite afirmar que la capacidad de predicción de la herramienta es buena, ya que por un lado representa adecuadamente la forma en que se desarrollaron los procesos de colmatación del embalse y, por otro, ha podido predecir adecuadamente la posición del lecho del río.

Definida entonces la herramienta de cálculo, se aplicó la metodología para estimar la sedimen-

tación de embalses a las presas proyectadas en la Alta Cuenca del Río Bermejo (Figura 2.43).

Para el embalse Las Pavas se trabajó con la serie de caudales líquidos medios mensuales en la estación Balapuca, cuyo registro es de 54 años, y se realizaron simulaciones hasta completar un total de 162 años, repitiendo 3 veces la serie.

Para Arrazayal, localizada aguas abajo de Las Pavas, se trabajó con los caudales laminados por Las Pavas y sin laminar, para tener en cuenta los procesos de sedimentación ante la construcción de una única o de ambas obras.

Tanto los caudales como gran parte de la información de base para Cambarí fueron obtenidos de determinaciones indirectas debido a la inexistencia de una estación de aforos sobre el río Tarija.

Sobre el río Bermejo Superior se contó con información relativa a los sedimentos en las estaciones activas e inactivas situadas en este tramo del río (Balapuca, Aguas Blancas, Alarache y Arrazayal).

Se corrió entonces el modelo HEC6, presentándose a modo de ejemplo en la Figura 2.44 la evolución de la sedimentación prevista en el embalse de Las Pavas. En dicho gráfico también se indican los niveles de operación máximos y mínimos (MNO y mno).

De los resultados obtenidos puede decirse que para el período estudiado y para las condiciones hidrosedimentológicas utilizadas, el embalse de Las Pavas conserva el 59 % del volumen muerto inicial, y el 65 % del volumen inicial a la cota del máximo nivel de operación, con un volumen total de material sedimentado del orden de los 660 hm³.

La cantidad de material producido por erosión superficial y que llega a la sección de la estación

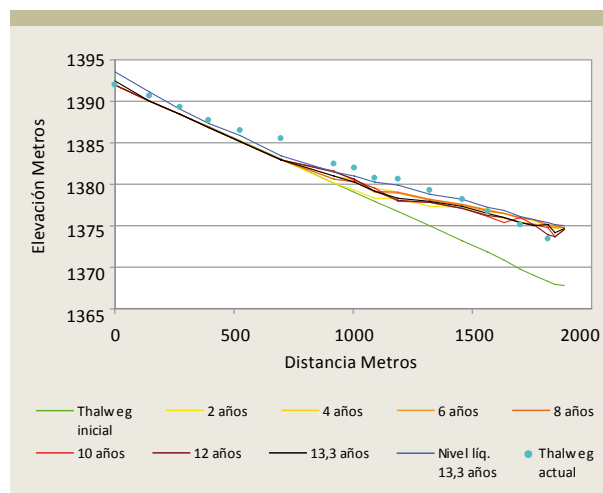


Figura 2.42
Perfil longitudinal del río Grande

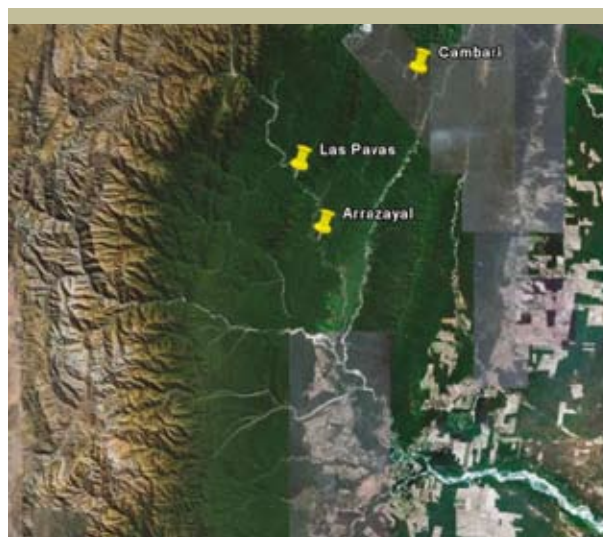


Figura 2.43
Localización de presas proyectadas en la Alta cuenca del río Bermejo

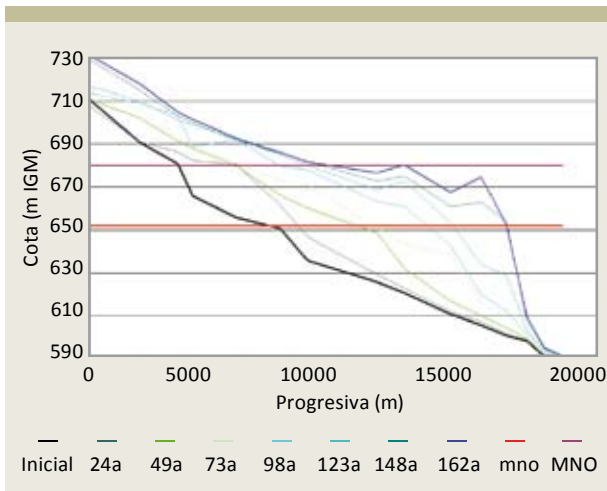


Figura 2.44
Evolución de la sedimentación prevista en el embalse de Las Pavas

Balapuca, cercana al embalse de Las Pavas es de 2,3 hm³/año. Si en forma aproximada se supone que ese material es el que conformaría los sedimentos del embalse, y teniendo en cuenta la porosidad de los depósitos y la cantidad de años de operación, el volumen total ascendería a 793 hm³, que es del mismo orden del volumen predicho mediante la aplicación del HEC6.

Para la misma cantidad de años de simulación, el embalse de Arrazayal conserva el 72 % del volumen muerto inicial y el 72 % del volumen inicial a la cota del máximo nivel de operación, en el caso de que no se construyera aguas arriba la presa de Las Pavas.

En el caso de Cambarí, donde la información de base era realmente escasa, los resultados de la aplicación de la herramienta de cálculo indicaron que, al cabo de los 162 años analizados, se conserva el 47 % del volumen muerto disponible y el 62 % del volumen correspondiente al nivel máximo de operación.

Teniendo en cuenta que la aplicación del modelo HEC6 al caso del lago Mead subestimó las cotas en la zona de aguas abajo del embalse, en un porcentaje entre el 8 y el 37,5 % de acuerdo con las hipótesis utilizadas respecto de la forma en que se desarrollan los depósitos en correspondencia con las secciones transversales, y si se adoptara el mismo criterio para las obras del río Bermejo, debería realizarse un ajuste de los volúmenes sedimentados en los embalses estudiados, obteniéndose nuevos porcentajes de volúmenes muertos disponibles y volúmenes de los reservorios a la cota máxima de operación tras 162 años. Estos valores se presentan en las Tablas 2.3 y 2.4.

Tabla 2.3*Volúmenes muertos disponibles corregidos*

Corrección déficit	% volumen muerto disponible		
	Las Pavas	Arrazayal sola	Cambarí
Cálculo HEC6	59 %	72 %	47 %
8.00 %	55 %	70 %	42 %
22.75 %	47 %	64 %	31 %
37.50 %	34 %	55 %	15 %

Tabla 2.4*Volúmenes a la cota máxima de operación corregidos*

Corrección déficit	% volumen a cota máx. de operación		
	Las Pavas	Arrazayal sola	Cambarí
Cálculo HEC6	65 %	72 %	62 %
8.00 %	62 %	70 %	59 %
22.75 %	55 %	64 %	51 %
37.50 %	44 %	55 %	39 %

En varias oportunidades se ha expresado la falta de información para estudiar la sedimentación en el reservorio de Cambarí y la consecuente incertidumbre en los resultados obtenidos de sedimentación en dicho embalse. Pero muy cerca de su sitio de implantación se encuentra la presa de Itiyuro, que si bien no pertenece estrictamente a la Alta Cuenca del Río Bermejo, el área de aporte a su embalse tiene características muy semejantes a las del hipotético futuro embalse de Cambarí (Figura 2.45).

El embalse de Itiyuro, puesto en funcionamiento en el año 1971, ha presentado altísimas tasas de sedimentación y se ha colmatado totalmente mu-

**Figura 2.45***Localización de la presa Itiyuro y de la presa de Cambarí proyectada***Figura 2.46***Vista del embalse de Itiyuro en el año 1986*



Figura 2.47
Vista del embalse de Itiyuro en el año 2006

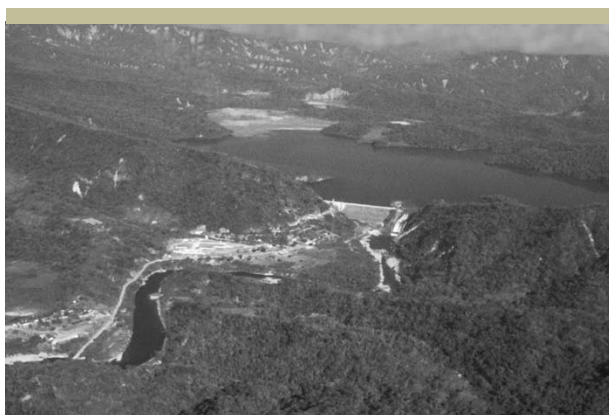


Figura 2.48
Vista del embalse Itiyuro en la década del '80 en la que pueden apreciarse deslizamientos en las zonas de aporte

cho antes de cumplir con la vida útil prevista en su proyecto. En las Figuras 2.46 y 2.47 se observa para diversos años el estado de sedimentación del citado reservorio.

Lo observado en Itiyuro, asociado con la incertidumbre de los resultados obtenidos para Cambarí, a pesar de que es allí donde se observan los menores volúmenes disponibles al final del intervalo de evaluación, pone de manifiesto la posibilidad que este embalse se colmate mucho más rápidamente que lo indicado por la simulación, sobre todo teniendo en cuenta que el área de aporte a Cambarí, al igual que la de Itiyuro, se corresponde con zonas de alta producción de sedimento por erosión superficial, pero sobre todo con inestabilidad de laderas y procesos de remoción en masa (Figura 2.48).

2.3.3.2. Erosión aguas abajo de presas

En relación a este tema se estudió la evolución morfológica del río Grande, aguas abajo del dique Los Molinos, que se localiza unos pocos kilómetros aguas arriba de la ciudad de San Salvador de Jujuy en Argentina (Figura 2.41).

Como se indicara en el punto 2.3.3.1., el embalse definido por este dique se encuentra totalmente colmatado desde hace años (Figura 2.49) y el corte en el transporte de sedimentos inducido por la obra motivó un fuerte proceso de erosión generalizada aguas debajo de la obra, tal como puede apreciarse en la Figura 2.50.

La configuración morfológica del tramo de río Grande estudiado está, en términos generales, directamente ligada al régimen del río y a la presen-

cia del dique Los Molinos, ya que la zona se localiza inmediatamente aguas abajo de dicha obra.

Con el objeto de evaluar en el mediano plazo el comportamiento morfológico del tramo del río, se implementó el modelo morfológico ANDES, desarrollado en el Laboratorio de Hidráulica del INA (Punto 2.2.2.), que permite estudiar la evolución morfológica de ríos con sedimentos heterogéneos mediante la aplicación de las ecuaciones de transporte a cada clase granulométrica, teniendo en cuenta el efecto de protección-exposición.

Los datos hidráulicos, morfológicos y sedimentológicos necesarios para la implementación del modelo son las secciones transversales del curso de agua definidas de forma tal de fijar el perfil longitudinal, la composición granulométrica del fondo y las condiciones de contorno con su variabilidad temporal. El tramo de río Grande estudiado fue de aproximadamente 6.000 metros.

La metodología elegida para el cálculo del transporte sólido fue la de Di Silvio, adoptándose un exponente de 0,6 definido a partir de los resultados de estudios específicos de sensibilidad (Spalletti, Brea, Busquets, 2002) en la fórmula que describe los efectos de protección y exposición.

Para el análisis del comportamiento morfológico del tramo del río Grande en estudio se definieron los escenarios a analizar con el modelo morfológico, los que se materializan mediante las condiciones de borde y la situación inicial del sistema. En el extremo de aguas arriba se ingresaron los caudales líquidos y, asociados a ellos y a la configuración inicial del sistema modelado, los aportes sólidos.

La primera situación estudiada se correspondió con un análisis de la situación actual del sis-



Figura 2.49
Vista hacia aguas arriba desde el dique Los Molinos



Figura 2.50
Vistas de la zona de aguas abajo del dique Los Molinos

tema, realizándose una simulación de 6 años de duración a partir de la condición geométrica y sedimentológica actual, con los caudales líquidos medios mensuales promedio calculados a partir de los registros históricos disponibles en la Estación San Juancito (Figura 2.41), los que se repitieron para cada año.

Para esta condición, los aportes sólidos en la primera sección del modelo se calcularon para cada fracción granulométrica mediante la aplicación de las fórmulas de Di Silvio, a partir de valores característicos de los parámetros geométricos del río y del material del lecho en el tramo de aguas arriba de la zona de estudio.

Los resultados de las corridas mostraron por un lado cambios poco significativos en las distribuciones granulométricas del lecho durante la simulación y, por otro, variaciones pequeñas en los niveles del fondo a lo largo del perfil longitudinal del río.

El acarreo de material sólido en los ríos puede dividirse en transporte en suspensión y de fondo, siendo este último el principal responsable de los cambios morfológicos. Los únicos registros de caudales sólidos disponibles en el río Grande, en cercanías de la zona de estudio, son los de la estación de aforo de San Juancito, localizada aguas abajo del dique Los Molinos. Los datos disponibles se corresponden con sólidos suspendidos, registrándose los mayores valores entre noviembre y abril con su pico en enero-marzo (AyEE, 1991)

Este material transportado en suspensión se caracteriza por presentar sólo un 12 % de arenas y el resto está compuesto de materiales más finos (Registro de enero 1974, Brea et al, 1999-1). Asumiendo un transporte promedio total anual de sedimen-

tos en suspensión de 4.434.400 tn/año, sólo algo más de 500.000 tn/año correspondería a arenas.

Integrando en el período simulado los valores de material que ingresan al modelo matemático implementado para la condición de aporte sólido antes descrita, para las fracciones granulométricas presentes en el lecho y que se corresponden con los tamaños de arenas y mayores, se tiene que en promedio pasan por la sección inicial en el orden de 1.400.000 tn por año.

La construcción del dique Los Molinos le impuso al río una discontinuidad en relación al transporte sólido que motivó un proceso de erosión general en el tramo de aguas abajo de la obra, con reducción del nivel del lecho del orden de los 5 metros. De esta manera, durante la operación del dique, la pendiente media del río en el tramo de estudio experimentó un descenso. Actualmente la pendiente del cauce de acuerdo con los relevamientos es relativamente uniforme con un valor medio de 1,29 %, pudiéndose asumir a partir de información anterior a la construcción de la obra una pendiente media del fondo de 1,36 %.

De acuerdo con los datos anteriores, se realizó una corrida en la que el aporte sólido aguas arriba se incrementó considerando para determinar el transporte de cada fracción granulométrica, la pendiente original en lugar de la actual del tramo. Se consideró esta situación dado que una vez que un embalse se colmata, el sistema tiende a una situación de equilibrio tratando de recuperar la pendiente del cauce previa a la construcción de la obra. De esta manera, la cantidad de material que ingresa al tramo modelado es superior respecto de la otra situación analizada.

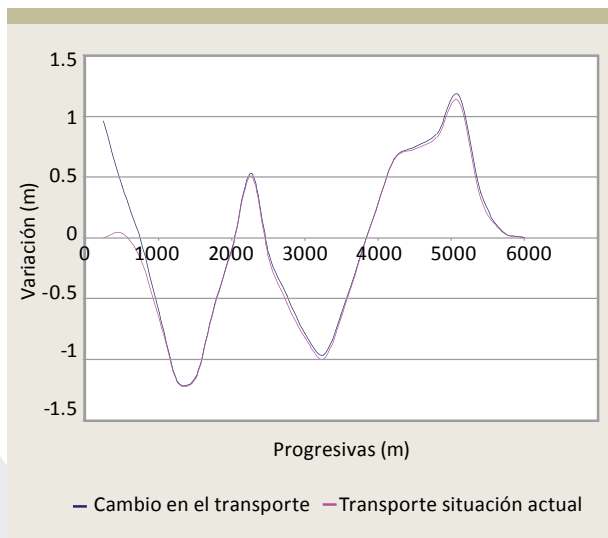


Figura 2.51
Comparación en la variación del talweg para diferentes condiciones de transporte en la sección inicial, tras un año de simulación

Para realizar este análisis se llevó a cabo una simulación de 1 año de duración considerando la condición geométrica y del material de fondo de la situación actual.

En la Figura 2.51 se presenta una comparación de resultados para las dos situaciones estudiadas mediante el modelo matemático implementado. En ella se han graficado las variaciones del nivel del lecho a lo largo del perfil longitudinal tras un año de simulación.

En la figura anterior puede observarse que, ante un incremento en los aportes sólidos en el extremo de aguas arriba del tramo modelado, se produce una progresiva recuperación de los niveles del lecho aguas abajo de la obra. Este incremento del transporte, que se correspondería con el del río en su condición de equilibrio a largo plazo actuando durante un lapso de un año, tiene como consecuencia un incremento o recuperación del nivel del lecho inmediatamente aguas abajo del dique del orden de 1 metro, incidiendo este efecto en aproximadamente los primeros 1.000 metros del tramo de estudio.

3. Cuenca Baja del Río Bermejo

3.1. Análisis y caracterización de los mecanismos de transporte sólido

El objetivo de este capítulo es comprender el régimen hídrico y la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo en su Baja Cuenca, estimando la magnitud del transporte de sedimentos en relación con los procesos de erosión y depósito observados, como así también las frecuencias y magnitudes asociadas a desbordes e inundaciones provocadas por las crecidas.

3.1.1. Caracterización morfológica y sedimentológica del río Bermejo

3.1.1.1. Información antecedente

El análisis morfológico y sedimentológico del río Bermejo en su Baja Cuenca requiere una

base de datos específicos que fue conformada a partir de estudios antecedentes y mediciones propias realizadas en el marco de las etapas del Programa Estratégico de Acción para la Cuenca Binacional del Río Bermejo (PEA). Hubo pues una exhaustiva recopilación de la información disponible en la Cuenca sobre caudales líquidos y sólidos, secciones transversales del río, granulometrías del material del lecho y del sedimento suspendido, así como mediciones de las mismas variables. Algunos aspectos sobre el tema se presentan en este punto, volviéndose sobre ellos al tratar cada una de las aplicaciones específicas realizadas.

La Tabla 3.1 resume la recopilación de datos hidrosedimentológicos en la Cuenca, obtenidos de diversas fuentes (EVARSA, Agua y Energía Eléctrica, OEA, COREBE, INCyTH) que son posteriormente analizados.

Tabla 3.1*Información hidrosedimentológica disponible de la Baja Cuenca del Río Bermejo*

Lugar	Datos	Período de registro
El Colorado	Caudales medios diarios	22/11/1968 al 30/09/2005 EVARSA
El Colorado	Niveles líquidos, caudales aforados y áreas	22/11/1968 al 04/12/2005 EVARSA
El Colorado	Aforos sólidos en suspensión	1969/1971 (OEA) - 1973/1979 (AyEE)
El Colorado	Aforos sólidos en suspensión (fracción fina y fracción gruesa discriminada)	3/11/1993 al 11/5/2005 EVARSA
El Colorado	Alturas medias diarias	12/1992 a 1/2005 COREBE
El Colorado	Granulometría sedimento en suspensión	Agosto 1969 a Mayo 1971 (AyEE)
Puerto Lavalle	Aforos líquidos y sólidos en suspensión	1995 (INCyTH)
Puerto Lavalle	Alturas medias diarias	12/1992 a 1/2005 COREBE
Río Bermejito (Nueva Pompeya, Palo Marcado, Santa Ana, Villa Río Bermejito).	Sólidos suspendidos	Junio 1989
El Yacaré	Aforos líquidos y sólidos en suspensión	1969 - 1972 Dirección de Hidráulica de Formosa
Santa Rita	Alturas medias diarias	10/1996 a 1/2000 COREBE
La Victoria	Alturas medias diarias	11/1996 a 1/2000 COREBE
General Mansilla	Alturas medias diarias	12/1992 a 1/2000 COREBE

Como se expresara en el Capítulo 1, la única estación de aforos líquidos y sólidos que se encuentra operativa en la actualidad en el río Bermejo Inferior es la de El Colorado, que forma parte del Sistema Nacional de Información Hídrica de la Subsecretaría

de Recursos Hídricos de la Nación. En dicha estación, y en todas las activas del país desde el año 1993, se comenzó a discriminar en los aforos sólidos del sedimento en suspensión, la fracción fina (arcillas y limos) de la fracción gruesa (arenas), siendo

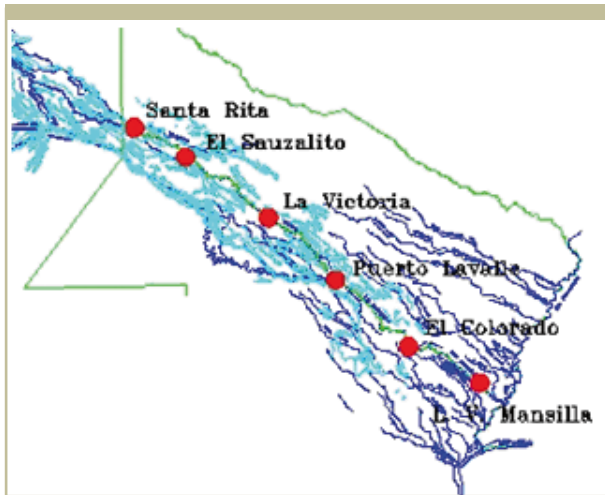


Figura 3.1
Ubicación de las estaciones con registros hidrosedimentológicos

64 micrones el tamaño del grano límite considerado. Esta situación permitió hacer análisis de sumo interés que se presentan en puntos siguientes.

Dentro de los datos de aforos recopilados, merece destacarse una serie de mediciones de caudales líquidos y sólidos efectuados por Agua y Energía Eléctrica en la estación El Yacaré, ubicada unos 389 km aguas arriba de El Colorado para el período 1969-1972. Los datos de esta estación –ya fuera de servicio– resultaron de gran importancia para los análisis efectuados, tendientes a conocer el funcionamiento hidrosedimentológico del río.

En lo que hace a datos de secciones transversales del río, se contó con un buen número de relevamientos (Brea et al, 1999 (2)), muchos de los cuales abarcaban lecho y planicie del río.

Los datos básicos sobre las características del material del lecho y del sedimento suspendido son de particular importancia en el río Bermejo Inferior por el funcionamiento hidrosedimentológico del mismo. Es

por esta razón que se puso énfasis en el conocimiento de estos datos, tanto en la recopilación como en la toma y análisis de nuevas muestras. Es así que se contó con granulometrías de muestras de lecho y márgenes del río en diferentes sitios, para diferentes estados del mismo. Similar tratamiento se realizó para muestras de material en suspensión. En este caso, merece destacarse la recopilación de una serie de 21 curvas granulométricas del sedimento suspendido correspondiente a la estación El Colorado, que cubren el período desde agosto de 1969 a mayo de 1971 (Brea et al, 1996).

Ya dentro del marco del PEA, se realizaron tareas de campaña que consistieron básicamente en el levantamiento de perfiles transversales del río, toma y análisis de muestras de sedimentos del lecho y realización de aforos líquidos y sólidos en la zona de El Sauzalito. En este punto resultan de interés los datos relacionados con el material del lecho del río Bermejo en la zona en estudio.

3.1.1.2. Definición de las características morfológicas y sedimentológicas del río

Al comenzar a tratar el tema de la morfología y sedimentología del río Bermejo en su Baja Cuenca, debe resaltarse el hecho que el material arrastrado por el río en este tramo, tanto en fondo como en suspensión, es muy fino. En el estado actual del conocimiento en materia de transporte de sedimentos no se dispone de fórmulas universales para el cálculo de la capacidad de transporte de limos en agua. Casi todo el conocimiento está circunscripto a materiales aluviales (arenas) y resulta, en general, directamente aplicable al río Bermejo Inferior. Es por esta razón que en el marco del proyecto

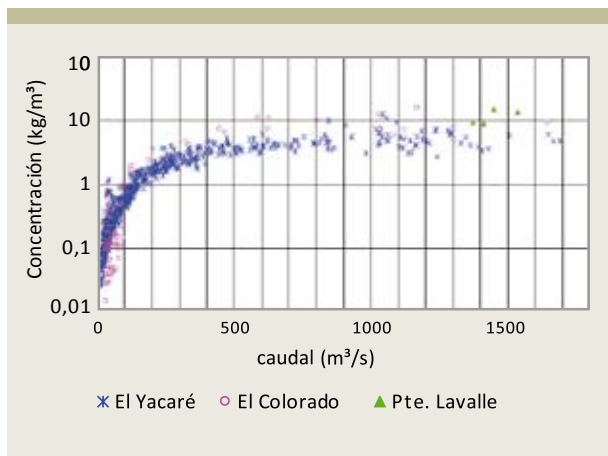


Figura 3.2
Concentración sedimentos en suspensión

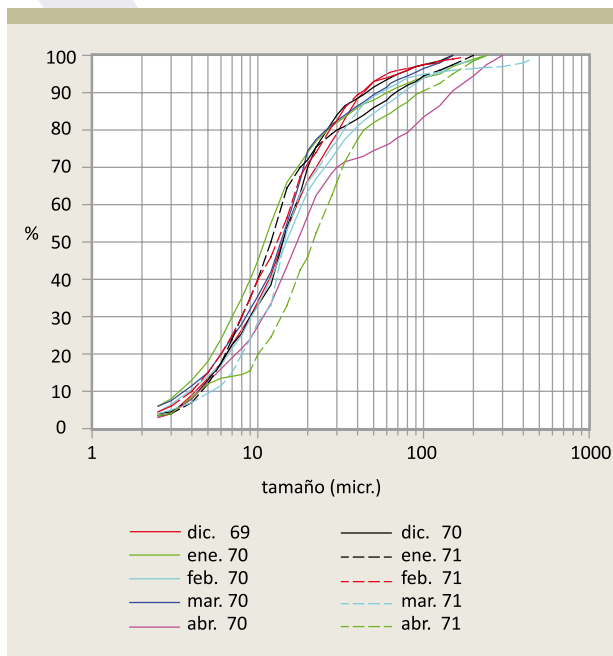


Figura 3.3
El Colorado. Concentración sedimentos en suspensión en aguas altas

PEA se puso énfasis sobre la recopilación y medición de datos básicos que permitieran un mejor conocimiento del tema.

Con los datos de aforos sólidos de los sedimentos suspendidos en las estaciones El Yacaré y El Colorado se construyó el gráfico de la Figura 3.2 (Brea et al. 1996), que presenta la concentración media en función del caudal líquido. La alta dispersión de los valores medidos resulta normal en este tipo de variables. Se agregaron al gráfico los puntos correspondientes a los datos recopilados de otras fuentes.

Del total de aforos sólidos disponibles en El Colorado, sólo fueron utilizados los medidos desde 1993 en adelante por contar con la discriminación entre la fracción gruesa y fina de los sedimentos suspendidos y también porque en el primero de los períodos se contó con planillas de aforo con errores de medición. Puede apreciarse en la figura citada que las concentraciones en El Colorado son, en general, mayores que en El Yacaré, para caudales que superan los 400 m³/s.

Siempre analizando los aforos sólidos de El Colorado se obtiene que, en la época de aguas altas, del 100% de los sedimentos suspendidos el 78% corresponde a la fracción fina y el 22% a la gruesa, mientras que en aguas bajas los porcentajes son el 82% y el 18%, respectivamente. Los presentados son valores medios, siendo las proporciones muy variables: para aguas altas el porcentaje de finos varía del 66 al 94% y el de gruesos, del 6 al 34%; mientras que para aguas bajas los finos varían del 69 al 100% y los gruesos del 0 al 31%.

Las curvas granulométricas del material suspendido en El Colorado, ya mencionadas, son pre-

sentadas en situación de aguas altas en la Figura 3.3. Se observa que las curvas tienen aproximadamente la misma forma.

Del análisis de estas curvas se concluye que puede considerarse que los sedimentos suspendidos del río Bermejo a la altura de El Colorado, en valores medios, están compuestos entre un 80 y un 90% por materiales finos (arcillas y limos, con gran preponderancia de estos últimos) y el resto por arenas. Se verifica, a partir de los datos analizados, un mayor porcentaje de la fracción gruesa en los períodos de aguas bajas.

Los aforos realizados en el marco del PEA en la estación El Sauzalito presentan porcentajes de finos y gruesos que se encuentran dentro de los

observados en El Colorado, confirmando las proporciones. Igual comportamiento se observa en las mediciones recopiladas en Puerto Lavalle.

El resto de los datos recogidos sobre sedimentos suspendidos hacia aguas abajo por el río fueron aforos aislados que no permiten realizar generalizaciones, pero sí algunos comentarios puntuales. En efecto, el río Bermejo muestreado en Puerto Vélaz para una concentración de 875 mg/lit (valor bajo) presenta un neto predominio de la fracción fina (66% de limos y 27 % de arcillas), con un 7 % de arenas. Si bien se trata de un dato puntual, resulta lógico el decaimiento del porcentaje de arenas en suspensión hacia la desembocadura del río.

Para la caracterización de los sedimentos del le-

Tabla 3.2
Datos granulométricos del lecho del río Bermejo

Lugar	Agua bajas			Agua altas		
	% fino	% grueso	d ₅₀ (μ)	% fino	% grueso	d ₅₀ (μ)
Embarcación	5	95	-	-	-	-
El Algarrobal	0	100	210	-	-	-
El Colgado	8	92	-	-	-	-
El Sauzalito	-	-	-	9	91	100
San Camilo	48	52	63	-	-	-
La Victoria	34	66	-	-	-	-
Km 503	51	49	-	17	83	82
P. Lavalle	42	58	-	16	84	130
P. Roca	60	40	-	33	67	75
El Colorado	-	-	-	21	79	83
P. La Aurora	48	52	-	-	-	-
P. Vélaz	80	20	35	13	87	87

cho se contó con pocos antecedentes que fueron complementados con trabajos de campo en el marco del proyecto PEA. (Brea, et al; 1996). De acuerdo con los datos recopilados, se observó que, en la zona de El Algarrobal, el lecho está conformado por arenas, de diámetro medio (d50) de 210 μm , con ausencia de limos y arcillas. Hacia aguas abajo, en Paraje San Camilo, se observa la presencia de partes iguales de fracción fina y gruesa, ubicándose el d50 en 63 μm , prácticamente el límite entre limos y arenas. En Puerto Vélaz, el d50 fue de 35 μm , con un 20% de arenas y un 80% de fracción fina, en coincidencia con otro dato recopilado (Orfeo, O.; 1995), en el que la muestra de fondo está integrada por las fracciones limo (73.6%), arena (22.3%) y arcilla (3.8%).

En la Tabla 3.2 se sumarian todos los resultados de análisis granulométricos del lecho con que se contó en el estudio. Debe destacarse que los antecedentes recopilados corresponden a muestreos en época de estiaje, mientras que los realizados en el marco del PEA se hicieron en el período de crecidas.

Un análisis del cuadro precedente permite observar diferentes características de los materiales del lecho según el período que se considere. En aguas bajas, después de una zona francamente arenosa, coincidente con el tramo anastomosado del río (Embarcación – El Colgado), la composición del lecho va aumentando la proporción de finos (fundamentalmente limos) desde San Camilo, donde el d50 se ubica en el límite entre arenas y limos, hasta Puerto Vélaz, donde los finos alcanzan el 80% de la muestra.

En aguas altas, más allá del tramo anastomosado, en el primer dato disponible (El Sauzalito) dominan las arenas. Hacia aguas abajo, y hasta Puerto

Vélaz inclusive, la proporción de arenas en el lecho del río es predominante, ubicándose en todos los casos el d50 en dicha clase granulométrica.

En las secciones en las que se tienen datos en ambos estados (Km 503, Puerto Lavalle, Presidencia Roca, Puerto Vélaz), puede apreciarse el gran cambio en la conformación del material del lecho: mientras que en aguas bajas el lecho está compuesto por un 58% de finos y un 42% de gruesos (en promedio), en aguas altas la proporción es de 20% de finos y 80% de gruesos.

Esta diferencia en la composición granulométrica del fondo del Bermejo Inferior en función del estado del río resulta de gran importancia para explicar el comportamiento hidrosedimentológico del río: en situación de crecida, el Bermejo Inferior se comporta como un río de arenas muy finas. Los limos encontrados en abundancia en los muestreos superficiales durante aguas bajas son depositados en los meses posteriores al período de aguas altas, y son los que dan la configuración definitiva a las secciones.

En general, las ecuaciones de transporte de sedimentos que se disponen son en su mayoría para arenas. Las expresiones que pueden aproximarse a cauces de arenas muy finas son, entre otras, las fórmulas de Engelund-Hansen y de Van Rijn. La primera de las mencionadas resuelve el transporte total del material presente en el fondo, mientras que la segunda permite la división según transporte en la capa de fondo y en suspensión.

Se han aplicado ambas expresiones para el cálculo del transporte de fondo en el río Bermejo en El Colorado. El resultado de estas expresiones se ha graficado en la Figura 3.4, en la que se puede ob-

servar que la expresión de Engelund-Hansen es la que mejor ajusta al transporte de la fracción gruesa, como así también al 20% del total del transporte en suspensión considerado. Como ya se explicara, de la expresión de Engelund-Hansen se obtiene el transporte total del material del fondo, y para poder compararlo, al graficarlo se ha restado a dicho resultado un porcentaje que corresponde al transporte del mismo material pero en la capa del fondo. El mismo se ha supuesto, por experiencia, igual al 10% del total del transporte.

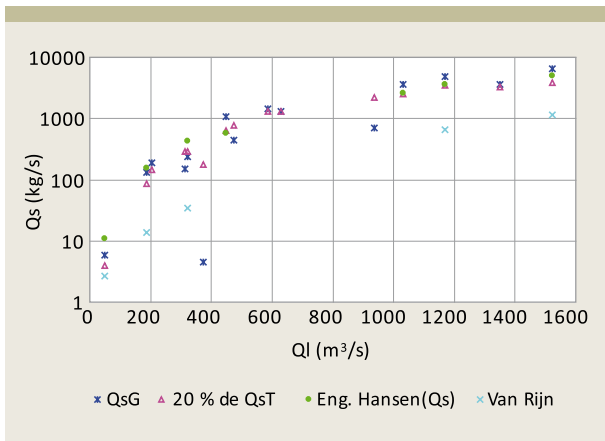


Figura 3.4
El Colorado. Transporte sólido de la fracción gruesa

El conocimiento de la evolución en el tiempo de una sección transversal de un río es un dato de gran importancia a la hora de evaluar su comportamiento morfológico. Por esta razón se recopiló gran cantidad de información histórica de las planillas de aforo de la estación El Colorado. Como en cada operación de aforo se levanta la sección transversal del río, las planillas de aforo incluyen la configuración del perfil transversal de la sección,

habitualmente referida a un cero local.

Las mediciones se realizan en esta estación desde el año 1968 a la fecha y con frecuencias que varían desde aforos diarios hasta mensuales. Debido al gran volumen de información se hizo necesaria la identificación de períodos de interés, por lo que se procedió a la recopilación de las secciones transversales correspondientes a caudales característicos, uno por mes, durante la década del 80.

Las alturas especificadas en las planillas de aforos son tomadas respecto del nivel de la superficie del agua, especificándose en cada caso el valor de la lectura de escala en el momento de la medición. No se hace referencia a la cota del cero respectivo, por lo que fue necesario investigar la variación histórica del cero de la escala, ya que a los fines perseguidos los perfiles deben estar relacionados a un nivel de referencia común. En la Tabla 3.3 se detallan los valores respectivos según los períodos:

Tabla 3.3
Cambios en el tiempo de la cota del cero de la escala de El Colorado

Período	Cotas DPV
Desde 20/11/68 hasta marzo 1976	63.21 m.
Desde 7/9/76 hasta 31/12/76	64.13 m.
Desde abril 1977 hasta finales 1983	64.92 m.
Desde 1/1/84 hasta la fecha	63.86 m. (67.105 m. IGM)

La estación de aforo al comienzo del período de registro estaba ubicada unos 1.500 m aguas abajo del puente carretero, realizándose el aforo mediante bote y maroma. Desde el año 1986 la sec-

ción de aforo pasó a estar aproximadamente a 400 m aguas abajo del mismo puente, donde se instaló el sistema de cable con vagoneta. Más allá de este cambio de ubicación, la cota del cero de la escala ha variado debido a corrimientos de la misma y a la pérdida de tramos de escala en épocas de crecidas, posteriormente repuestos.

En la Figura 3.5 se han graficado superpuestos perfiles transversales del río correspondientes a fechas con altos valores de caudal líquido, desde febrero de 1981 hasta marzo de 1989. Allí queda reflejado el citado cambio de ubicación de la sección de aforo, ya que hasta el año 1986 las mayores profundidades se concentran hacia la margen izquierda (provincia de Formosa), mientras que los años siguientes lo hacen sobre la margen derecha (provincia de Chaco). Estos cambios obedecen a que el río en esta zona desarrolla meandros, que determinan la ubicación de las zonas de mayores velocidades del escurrimiento en correspondencia con las zonas erosionadas.

En las Figuras 3.6 a 3.14 se han superpuesto los perfiles transversales año por año, detallándose el caudal correspondiente a cada sección graficada con el fin de poder apreciar las variaciones de la sección en el transcurso del período de aguas altas anual. El proceso de elaboración de los gráficos explicado permite comprender que los resultados obtenidos no son exactos, pero sí adecuados a los fines perseguidos.

Es oportuno recordar que la frecuencia de los aforos fue variando con los años, desde dos aforos por día (mañana y tarde) a sólo un aforo por mes, hasta el día de hoy en que sólo se realiza un aforo por mes en aguas altas. Esto está relacionado con

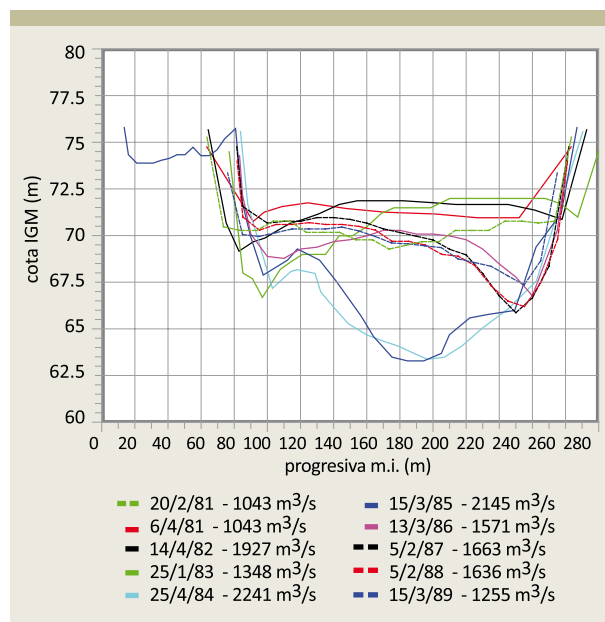


Figura 3.5
El Colorado. Secciones transversales para caudales máximos diarios anuales

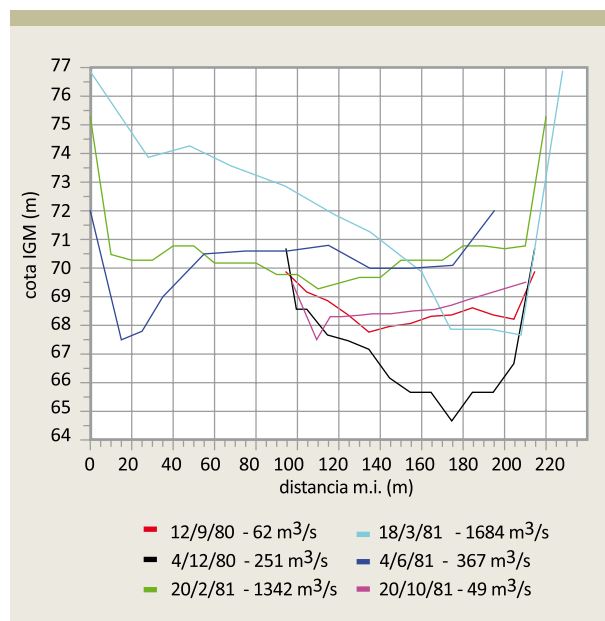


Figura 3.6
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1980-81

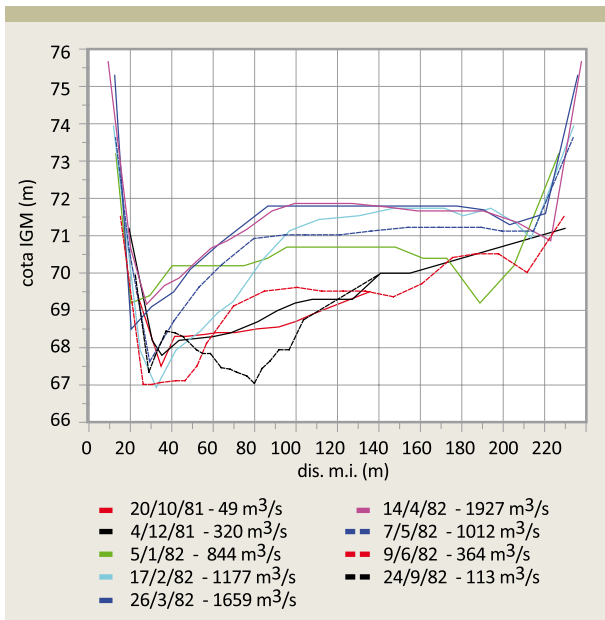


Figura 3.7
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1981-82

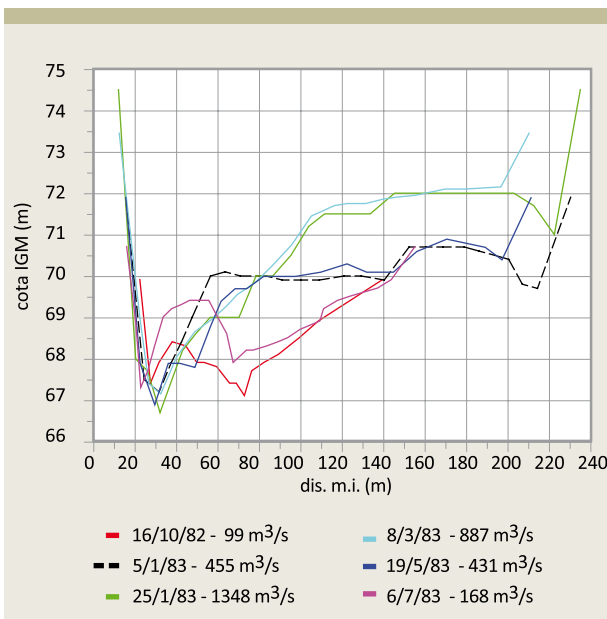


Figura 3.8
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1982-83

el hecho que, para evaluar las modificaciones de la sección, es importante conocer no sólo el caudal pasante en el momento del aforo sino los antecedentes al mismo y su duración. De allí que, en algunos casos, se evidencian mayores erosiones y/o deposiciones que las que corresponderían al caudal aforado.

En la ya citada Figura 3.5, de la comparación de las secciones realizada teniendo en cuenta las explicaciones efectuadas en los párrafos precedentes, puede observarse la variación del perfil transversal del río. Para caudales de hasta 2.000 m³/s aproximadamente, la variación del perfil parece acotada hasta una cota mínima de 66 m IGM. Para caudales mayores se nota un aumento pronunciado del área erosionada.

A partir de un estudio estadístico de los caudales se ha comprobado que la ocurrencia de desbordes en el tramo del río Bermejo Inferior se verifica para caudales líquidos de alrededor de los 2.200 m³/s (Brea et al, 1996). Por consiguiente, valores mayores de 2.000 m³/s constituyen prácticamente el orden de los máximos esperables en la sección de El Colorado (máximo registrado: 2.362 m³/s el 14 de marzo de 1985). Se aprecia que superando ese umbral también se tienen efectos notables en la configuración de la sección del río en la zona, como se observa para los perfiles del 25 de abril de 1984 (2.241 m³/s) y del 15 de marzo de 1985 (2.145 m³/s).

En la Figura 3.6 se presenta la comparación de los perfiles transversales para el período 1980-81. Puede apreciarse que, más allá de las correcciones efectuadas a partir de las indicaciones de los técnicos de EVARSA, hay no obstante incoherencias

que, en este caso, impiden inferir características del funcionamiento del río.

Este hecho empieza a verse mitigado a partir del período 1981-82, tal como puede apreciarse en la Figura 3.7, especialmente para el año 1982. Se observa la ya señalada concentración de las mayores profundidades sobre margen izquierda. La evolución del perfil en el tiempo combina situaciones de profundizaciones sobre margen izquierda acompañadas de deposiciones sobre la margen opuesta, con otras con variaciones más uniformes en todo el ancho. Los perfiles inicial y final del período analizado tienen configuraciones similares. La profundización máxima desde enero de 1982 está en el orden de los 2.2 m, llegando a una cota de 67 m IGM.

En la Figura 3.8 se presenta la comparación de secciones para el período 1982-83. El comportamiento observado es similar, con fuertes deposiciones sobre la margen derecha que son posteriormente removidas. Contrastando el primer perfil (16/10/82) con el último (6/7/1983) se aprecia una configuración similar. La profundización máxima en este caso está en el orden de 1 m. La cota mínima alcanzada también está en el orden de los 67 m.

La Figura 3.9 corresponde al período 1983-84, que presentó caudales importantes tanto en el valor del pico como en la duración, lo que se ve reflejado en la configuración de los perfiles. Nuevamente en este caso los perfiles iniciales y finales tienen similar configuración. En el cuadro siguiente se presentan los valores de las cotas del talweg de cada sección a partir de los perfiles del gráfico (Tabla 3.4):

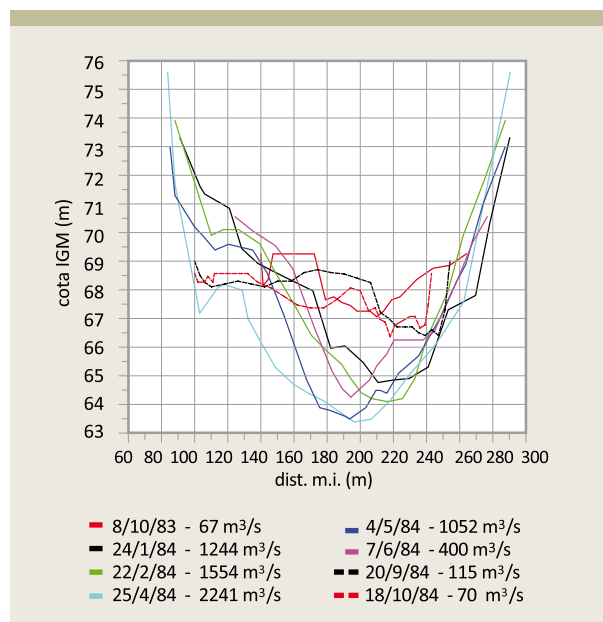


Figura 3.9
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1983-84

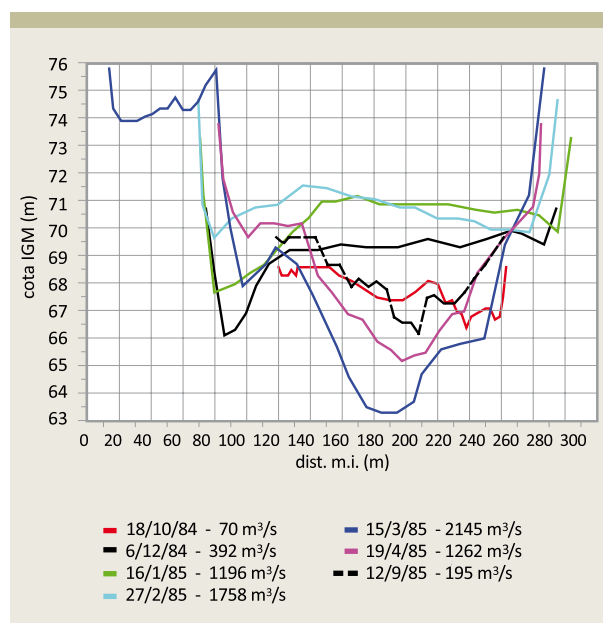


Figura 3.10
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1984-85

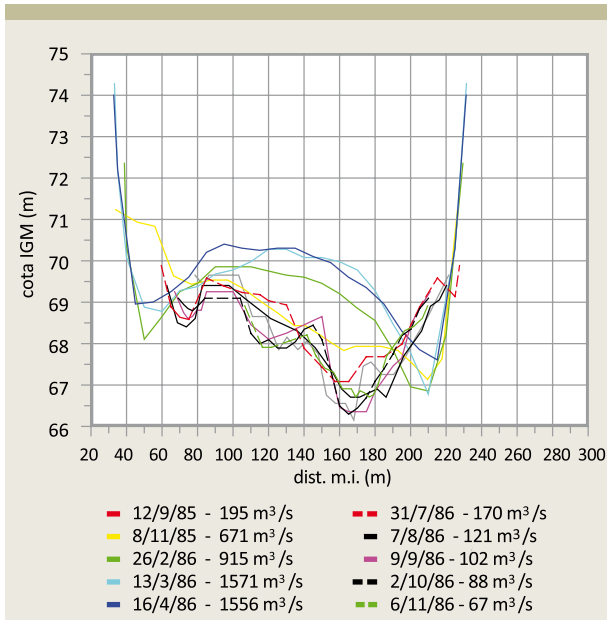


Figura 3.11
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1985-86

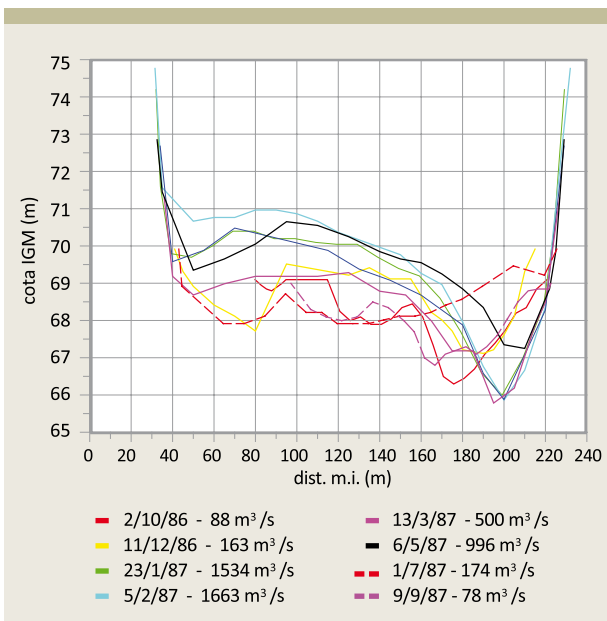


Figura 3.12
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1986-87

Tabla 3.4
Evolución cota thalweg, crecida 1983-84

Fecha	Cota talweg (m)	Q (m ³ /s)
08/10/83	67.05	67
24/01/84	64.76	1244
22/02/84	64.10	1554
25/04/84	63.38	2241
04/05/84	63.49	1052
07/06/84	64.25	400
20/09/84	66.40	115
18/10/84	66.37	70

Desde el perfil del 8 de octubre de 1983, de cota de talweg 67.05 m IGM, se llega a una cota mínima de 63.38 m IGM el 25 de abril de 1984 (profundización de 3.67 m). Para setiembre-octubre del mismo año se tiene una cota de 66.40 m IGM, lo que da una erosión final de 0.65 m entre el inicio y el fin del período de análisis (que implica una sedimentación de 3 metros respecto de la cota mínima señalada).

De acuerdo con los análisis efectuados, el descripto aparece como el funcionamiento normal de los procesos de erosión/sedimentación en la zona: desde una cota inicial del lecho del río, conformada definitivamente durante el período de aguas bajas, comienzan a observarse erosiones a medida que escurren los altos caudales propios del período de aguas altas. De este modo se llega a un estado de erosión máxima a partir del cual se desarrolla una recuperación del nivel del lecho (sedimentación), que termina en un nuevo nivel del fondo para aguas bajas. Los valores de erosión/sedimentación están asociados a la magnitud y duración de los caudales del río.

La Figura 3.10 corresponde al período 1984-85 que también presentó caudales importantes en pico y duración. La comparación de los perfiles presenta algunas incongruencias, seguramente producto de las fuentes de error señaladas al comienzo, en especial en los perfiles de los meses de enero y febrero de 1985. Se cumple, no obstante también aquí, que los perfiles iniciales y finales tienen similar configuración. Si no se consideran los perfiles señalados, se tiene una profundización máxima de 2.81 m, con una cota mínima de 63.30 m IGM.

Los períodos 1983-84 y 1984-85 se caracterizaron por una duración mayor a la normal del período de crecientes, con altos valores de caudales que llegaron a los meses de abril y mayo.

La Figura 3.11 corresponde al período 1985-86. Como ya se expresara, en 1986 la estación de aforo cambió de ubicación, pasando a estar unos 400 m aguas abajo del puente. También en este período los perfiles iniciales y finales tienen similar configuración, siendo las cotas del talweg de 66.15 y 66.29 m IGM, respectivamente.

La Figura 3.12 corresponde al período 1986-87. Se cumple la similar configuración de los perfiles iniciales y finales. Se observa la ya señalada concentración de las mayores profundidades sobre la margen chaqueña a partir del cambio de la sección de aforo. La profundización máxima alcanzada fue de 0.50 m, correspondiente a una cota del lecho de 65.78 m IGM.

Similares conceptos pueden expresarse a partir de la Figura 3.13, correspondiente al período 1987-88. En este caso la profundización máxima alcanzada fue de 1.30 m, correspondiente a una cota del lecho de 65.48 m IGM.

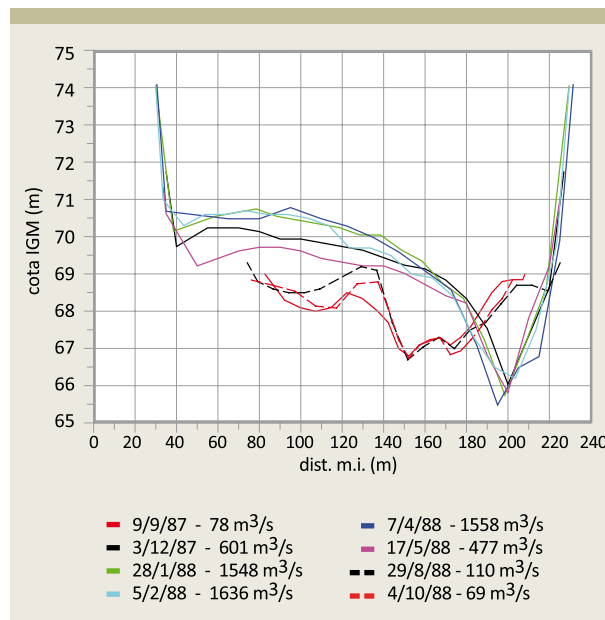


Figura 3.13
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1987-88

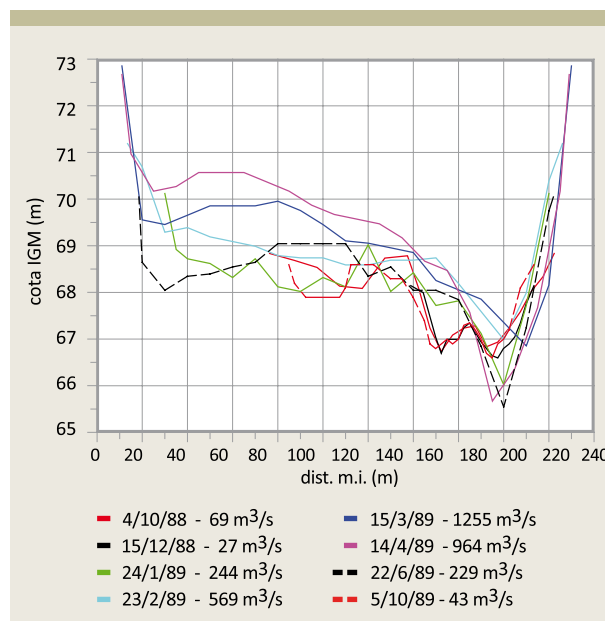


Figura 3.14
El Colorado. Evolución sección transversal, crecida 1988-89

Finalmente, en la Figura 3.14 se presenta la comparación de los perfiles recopilados para el período 1988-89, donde también valen los conceptos anteriormente expresados. En este caso la profundización máxima alcanzada fue de 1.20 m, correspondiente a una cota del lecho de 65.54 m IGM.

En la Figura 3.15 se presenta el hidrograma de caudales a partir de los aforos en la estación El Colorado para el período 1980-89, con el fin de poder apreciar la magnitud y duración de los caudales y compararlos con los análisis de la evolución de las secciones realizados.

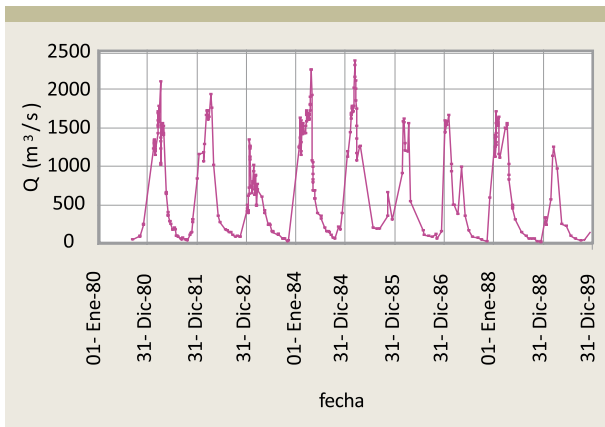


Figura 3.15
Caudales del río Bermejo en El Colorado –1980-1989

Como conclusión general del análisis efectuado, tomando como punto de partida el año 1986 en el que los datos se hacen más confiables, puede decirse que en El Colorado:

- Comparando épocas de aguas bajas, las secciones transversales se mantienen similares en su forma y en la cota del lecho en la zona más profunda, que se ubica alrededor de los 67 m IGM, siempre sobre margen derecha, en el período analizado.

- Se observa en los períodos de crecida, y siempre sobre margen derecha, una profundización del orden del metro.
- En el caso de crecidas de importancia, tanto en el valor como en la duración de los caudales (por ejemplo, períodos 1983-84 y 1984-85), se manifiestan erosiones mayores, con cambios de forma de la sección, llegándose a cotas mínimas del lecho que apenas superan los 63 m IGM.
- Resulta interesante considerar aquí los resultados obtenidos en el estudio de suelos realizado en El Colorado, los que se presentan en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5
Sondeos estudio de suelos en El Colorado.

Cota (m. IGM)	Limo grueso (31 – 62 μm.)	Arena muy fina (62 – 125 μm.)	Arena fina (125 – 250 μm.)
69.66			
68.66	38	59	3
63.66	12	61	27
60.16	12	50	38

Se observa que, luego de una capa de un metro con abundante material limoso, se presenta un manto de seis metros de espesor compuesto mayoritariamente por arenas, con predominio de la fracción muy fina. Es en este manto en el que se desarrollan fundamentalmente los procesos de erosión/deposición hasta aquí descriptos. La cota inferior de este estrato (63.66 m IGM) es muy cercana a los valores máximos de erosión registrados en el presente estudio. A partir de esa cota, si bien el material sigue siendo arenoso, hay un aumento de la proporción de las arenas finas frente a las muy

finas, que dan un mayor diámetro representativo a la mezcla. Si bien estos comentarios se realizan a partir de una sola perforación, los resultados obtenidos concuerdan con los análisis de la evolución del talweg del río Bermejo en El Colorado.

En la Figura 3.16 se presenta la evolución de la cota de dicho talweg para el período analizado. Se graficaron los datos desde el período 1981-82 hasta el 1988-89, unificándolos a pesar del cambio de ubicación de la estación intermedia, a fines comparativos. Se incluyó también la recta correspondiente al nivel medio del talweg en el período, que resultó de 66.41 m IGM. Se verifica el funcionamiento antes descrito, resultando de interés el comportamiento en las épocas de altos caudales. En efecto, después de las fuertes erosiones del período de aguas altas 1983-84, no se llegó a una recuperación de la sección a su cota original. Lo mismo para 1984-85, verificándose en el resto del período el proceso de erosión/deposición descrito para crecidas normales del río.

Para finalizar este punto es interesante señalar que, mediante la comparación de aforos sólidos suspendidos en las estaciones El Yacaré y El Colorado ya mencionadas, se verificó que las concentraciones en El Colorado eran, en general, mayores que en El Yacaré, especialmente para caudales altos. El Yacaré se encuentra a unos 389 km aguas arriba de El Colorado. Mediante un simple análisis comparativo (Brea et al, 1996) pudo arribarse a una importante conclusión cualitativa acerca del funcionamiento hidrosedimentológico del río Bermejo Inferior: los altos caudales pueden generar resuspensiones del material del lecho del río de magnitud tal que son acusadas por las mediciones.

Análisis comparativos de secciones muestran que, luego del pasaje de los picos, se producen procesos de sedimentación que, en condiciones ordinarias de caudal, restablecen aproximadamente la forma y cota de la sección transversal.

Los análisis efectuados en este punto sobre la base de las granulometrías del material del lecho, a los estudios de suelos y a la evolución en el tiempo de la sección del río en El Colorado, permitieron concluir que en situación de crecida el Bermejo Inferior se comporta como un río de arenas muy finas. Los limos encontrados en abundancia en los muestreos superficiales durante aguas bajas son depositados en los meses posteriores al período de aguas altas y son los que dan la configuración definitiva a las secciones hasta el siguiente período de crecidas.

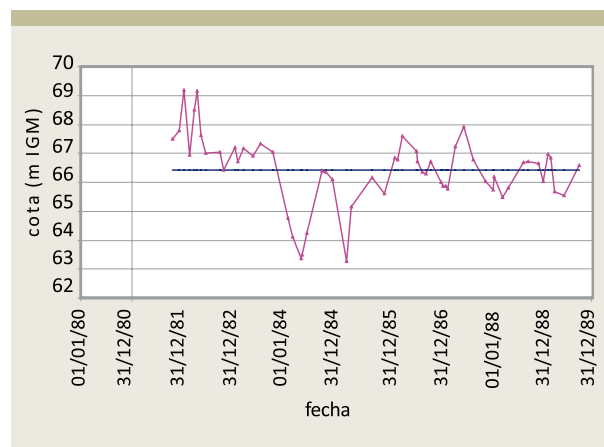


Figura 3.16
Evolución cota talweg del río Bermejo en El Colorado –1980-1989

3.2. Estudio de la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo Inferior

3.2.1. Modelo morfológico unidimensional

En el marco del estudio de la dinámica morfológica del río Bermejo en la Baja Cuenca, y a partir de los análisis descriptos en el punto anterior, se procedió a la implementación de un modelo morfológico del río con el objetivo de confirmar, con dicha herramienta de cálculo, las conclusiones a las que se arribara sobre la base de la información básica disponible. Como se verá en este punto, quedará demostrado que tanto las erosiones del lecho durante los picos de las crecidas como las deposiciones en las mismas secciones en las zonas de recesión de los hidrogramas resultan bien explicadas, utilizando ecuaciones que calculan el transporte total de arenas.

Luego de un análisis de las herramientas de cálculo específicas disponibles en el mercado a la fecha del estudio, se seleccionó el modelo MIKE 11 que es un software desarrollado por el Danish Hydraulic Institute (DHI) para la simulación de escurrimientos, transporte de sedimentos y calidad de aguas en ríos.

El módulo hidrodinámico del MIKE 11 está desarrollado en un esquema en diferencias finitas para un escurrimiento impermanente en ríos. El programa es capaz de describir condiciones de flujo subcrítico o supercrítico a través de esquemas numéricos, los cuales se adaptan a las condiciones de flujo local en tiempo y espacio. Además, permite el estudio de descargas laterales puntuales o distribuidas y el comportamiento de planicies de inundación en situaciones de crecidas y su interacción con el

cauce principal, entre otras aplicaciones. El esquema computacional sobre el que se basa el MIKE 11 permite aplicarlo a un escurrimiento unidimensional, cuya solución se apoya sobre las ecuaciones de continuidad y momenta, en un esquema en diferencias finitas. La utilización del modelo hidrodinámico permite la evaluación de niveles, caudales y velocidad de un escurrimiento unidimensional en diferentes secciones del río a través del tiempo.

El módulo de transporte de sedimentos no cohesivos puede ser usado en dos modos: explícito y morfológico. En el primer caso se requiere como dato de entrada la salida del módulo hidrodinámico en lo que hace a niveles y caudales líquidos, en el tiempo y el espacio. No hay actualización de los datos hidrodinámicos a partir de los cambios en las condiciones de transporte sólido calculados sobre la base de dichos datos. En estas condiciones, los resultados obtenidos son relaciones de volúmenes de sedimento transportado y determinación de zonas y volúmenes de depósito o de erosión. El modo explícito es aplicable cuando es improbable la existencia de cambios morfológicos significativos. La utilización del modelo en este modo genera importantes ahorros en los tiempos de las corridas.

En el modo morfológico, usado en el río Bermejo en virtud de sus características ya explicadas en puntos anteriores, el transporte de sedimentos es calculado en tandem con el módulo hidrodinámico. En este caso los resultados obtenidos son las tasas de transporte de sedimento, cambios en el nivel del lecho, cambios en la resistencia al escurrimiento, dimensiones de formas de fondo, etc. En estas condiciones se incrementa considerablemente el tiempo de máquina, pero se logra una representación muy

superior de la dinámica de los procesos aluviales.

De los cuatro modelos con que cuenta el módulo de transporte para el cálculo del transporte de sedimentos se aplicó en este caso el modelo de Engelund–Hansen en virtud de la buena correspondencia entre los valores medidos y calculados del transporte de arenas en la estación El Colorado (Brea et al, 1999).

3.2.1.1. Implementación del modelo

La implementación del modelo requiere la definición de condiciones de borde e iniciales. Para la correcta aplicación del mismo es necesario conocer los datos geométricos de la sección transversal del río en cada punto de la grilla adoptada, los caudales ingresantes –ya sean líquidos y sólidos– como así también la composición granulométrica del lecho en el mayor número posible de puntos de la red a modelar.

Debe destacarse que, tal como se ha descrito, el río Bermejo en su Baja Cuenca presenta una serie de particularidades que hacen de la implementación de un modelo morfológico que simule su funcionamiento una tarea compleja.

A esto debe sumarse que la información hidrosedimentológica de base disponible no resulta la adecuada para dar respuesta a todos los interrogantes planteados. No obstante, y como se verá en los puntos siguientes, se ha logrado una correcta simulación de los procesos en juego.

Los datos básicos para la implementación fueron los descriptos a lo largo del presente libro. Las secciones transversales del río utilizadas fueron las recopiladas de antecedentes y las relevadas en el marco del PEA. De este modo, se definieron seccio-

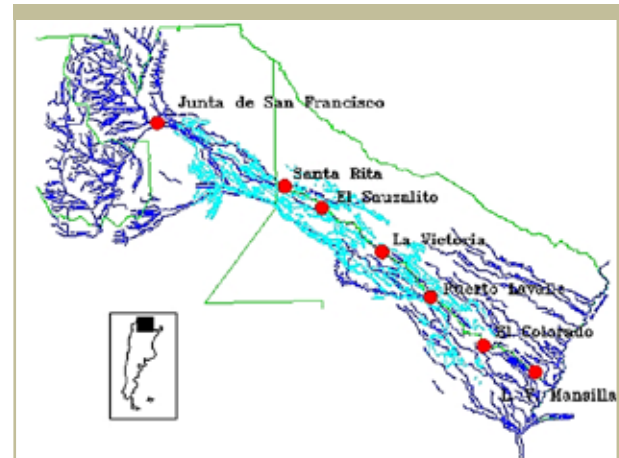


Figura 3.17
Ubicación de las secciones características

Tabla 3.6
Progresivas secciones características

Sección	Progresiva (km)
Aguas abajo Junta de San Francisco	0.0
El Algarrobal	58.0
El Colgado	138.7
Fortín Belgrano	287.9
Santa Rita	310.7
El Potrerito	393.3
El Sauzalito	425.3
El Yacaré	451.8
San Camilo	478.4
Puesto La Victoria	601.2
Km. 503	712.5
Puerto Lavalle	772.5
Presidencia Roca	938.8
El Colorado	996.0
Paraje La Aurora	1052.6
L.V.Mansilla	1125.0

nes cada 20 km, quedando finalmente, por interpolación, un esquema con secciones cada 5 km. En la Tabla 3.6 se presentan las progresivas correspondientes a secciones características, cuya ubicación puede verse en la Figura 3.17.

El modelo morfológico del río Bermejo Inferior se extendió desde la Junta de San Francisco hasta el puente de la Ruta Nº 11, donde se tienen mediciones diarias de nivel líquido (estación L. V. Mansilla).

Los caudales líquidos ingresantes en el borde aguas arriba del modelo fueron la suma de los caudales diarios de las estaciones Pozo Sarmiento (río Bermejo Superior) y Caimancito (río San Francisco). En realidad, ambas estaciones están alejadas de la Junta de San Francisco, más aún Caimancito. No obstante, no existen en el trayecto aportes de importancia y se ha comprobado que el hidrograma suma de las estaciones mencionadas es prácticamente igual al que surge de trasladar cada uno de ellos por su cauce hasta la Junta.

Para todos los períodos analizados se contó con los caudales medios diarios en El Colorado, mientras que para el período 1998-99 se contó además con los aforos en El Sauzalito, realizados en el marco del PEA.

En lo que hace a los niveles líquidos, como condición de borde aguas abajo del modelo se utilizaron los niveles diarios en L. V. Mansilla, cuyo cero de la escala está referido al cero del IGM. Como secciones de control de niveles se contó con los registros en Puerto Lavalle y El Colorado, también referidos al IGM. Los datos hidrométricos de Santa Rita, La Victoria y El Sauzalito no están vinculados al plano de referencia común utilizado, por lo que sólo pudieron usarse de un modo cualitativo para el seguimiento de la onda de crecida.

Del mismo modo que con los caudales líquidos, los caudales sólidos ingresantes en el borde aguas arriba del modelo fueron los correspondientes a la suma de los de Pozo Sarmiento y Caimancito. Se ingresó sólo la fracción gruesa del sedimento ingresante, ya que es la que resuelve el modelo.

Al igual que con los caudales líquidos, los caudales sólidos calculados se compararon en El Colorado con los que surgen de aplicar la relación entre el caudal líquido y el caudal sólido grueso en dicha estación, a partir de los aforos. También en este caso la comparación en El Sauzalito se realizó con los aforos sólidos efectuados en el marco del presente estudio. En cuanto a las granulometrías de los materiales del lecho en cada sección se utilizaron las correspondientes a la situación de aguas altas.

3.2.1.2. Calibración. Corridas de producción. Resultados

Como ya se indicara, el río Bermejo en su Baja Cuenca presenta una serie de singularidades asociadas a su funcionamiento que debieron tenerse en cuenta para la implementación del modelo. Resulta oportuno recordar las más importantes:

- importantes procesos de erosión del lecho con el paso de las crecidas;
- procesos de sedimentación en la recesión de los hidrogramas de crecida que se continúan aun en el período de aguas bajas, donde se da la conformación final de la sección;
- cambios en las características granulométricas del material del lecho asociados a dichos procesos,
- grandes incrementos de los tirantes en aguas altas, conformados tanto por la mayor cantidad de agua

como por el descenso pronunciado del lecho;

- cambios en las relaciones altura–caudal en las secciones como consecuencia de los procesos señalados;
- desbordes producidos en situación de crecidas de cierta magnitud;
- grandes cantidades de sedimento transportado;
- una sola estación de aforos en el río;
- ausencia de datos hidrosedimentológicos en la zona de desbordes.

Las variables asociadas a estos procesos debieron ser consideradas para lograr una buena representación. La mecánica de trabajo fue ir evaluando las variables de a una por vez, de modo de saber cuál era la respuesta de los cambios efectuados en los parámetros involucrados en cada caso en la búsqueda de la calibración.

En primer término se trabajó sin desbordes, tratando que los niveles y caudales calculados en las secciones intermedias se correspondieran con los medidos disponibles. También se buscó que los procesos de erosión/sedimentación observados, estuvieran correctamente representados. Una vez calibrado el modelo en estas condiciones se pasó a analizar situaciones con desbordes, considerando crecientes ordinarias y extraordinarias.

En este contexto se seleccionaron cuatro períodos de registro para las corridas de calibración–verificación, correspondientes a los estados de aguas altas de los años 1995-96 (sin desbordes), 1994-95 (desbordes moderados), 1998-99 (desbordes ordinarios) y 1983-84 (creciente excepcional).

Se describirán aquí los resultados correspondientes a los dos últimos períodos mencionados, estando el análisis completo en la referencia co-

rrespondiente (Brea et al, 1999).

Como se ha expresado, en el período 1998-99 se verificaron desbordes del río de carácter ordinario, a la vez que se contaba para el mismo con niveles líquidos en seis estaciones en el tramo: Santa Rita, El Sauzalito, La Victoria, Puerto Lavalle, El Colorado y Mansilla, las tres últimas con referencia común.

En la Figura 3.18 se han graficado los caudales diarios ingresantes a la Baja Cuenca para el período 1 de diciembre de 1998 al 23 de abril de 1999. Puede observarse que existieron dos importantes eventos con caudales pico superiores a los 5.000 m³/s, el segundo de los cuales tuvo una duración tal que provocó desbordes de consideración en la zona.

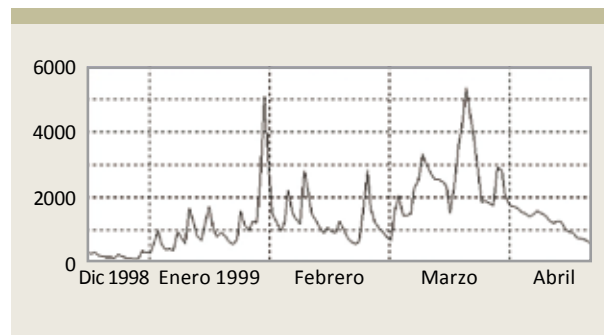


Figura 3.18
Caudales líquidos ingresantes a la Baja Cuenca - 1998-1999

Los registros hidrométricos fueron utilizados para tratar de definir zonas de desbordes, tarea que se llevó a cabo a partir de comparar las formas de los hidrogramas en cada estación para el período en análisis. Esta metodología dio resultados concordantes con los que surgen del estudio de las inundaciones por desborde, que se presenta en el punto 3.3 de este libro.

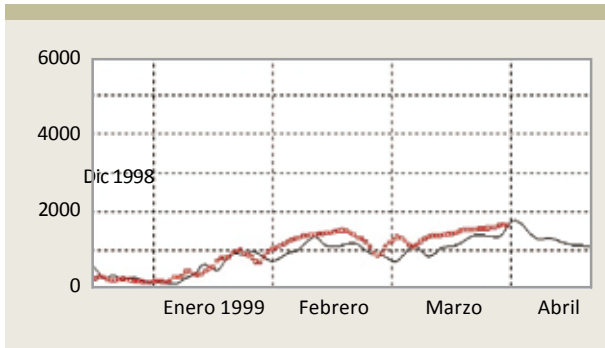


Figura 3.19
Comparación caudales líquidos medidos y calculados en El Colorado, 1998-1999

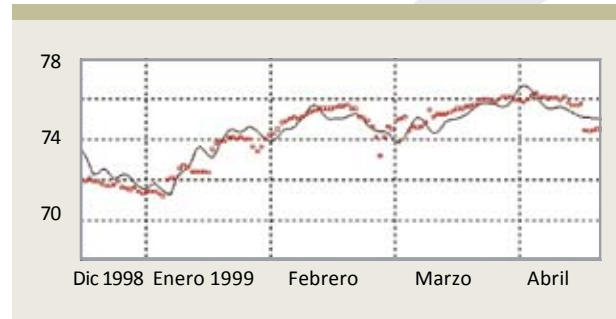


Figura 3.21
Comparación niveles líquidos medidos y calculados en El Colorado, 1998-1999

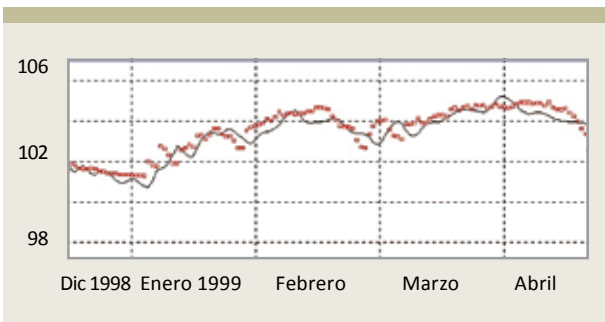


Figura 3.20
Comparación niveles líquidos medidos y calculados en Puente Lavalle, 1998-1999

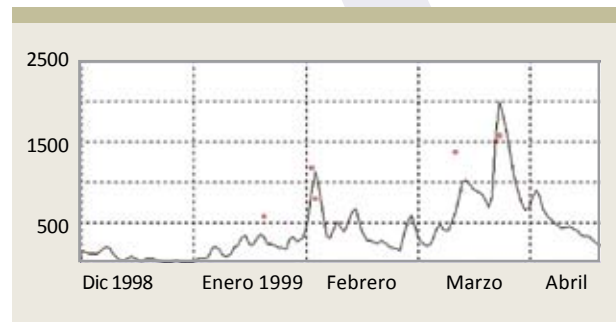


Figura 3.22
Comparación transporte sólido medido y calculado en El Sauzalito, 1998-1999

En el modelo los desbordes se materializaron a través de derivaciones del caudal del río mediante vertederos laterales. La ubicación, el ancho y la cota de cresta de estos vertederos fueron las variables que se manejaron con el fin de lograr un buen ajuste de los parámetros de control utilizados. La gran complejidad del fenómeno analizado y la falta de mediciones sistemáticas en la zona de desbordes que permitieran una calibración del modelo en este sentido, hacen que sean innumerables las posibilidades de combinar las variables

mencionadas, sin garantizar la obtención de buenos resultados. Por lo tanto no se buscó la exactitud en los ajustes sino que los desbordes modelados tendieran a lograr un buen acuerdo entre los valores medidos y calculados, lo que implicaría que se están representando correctamente la física de los procesos en juego. Los gráficos aquí presentados corresponden a la configuración de desbordes final adoptada.

En la Figura 3.19 se presenta el contraste entre los caudales medidos y calculados en El Colorado.

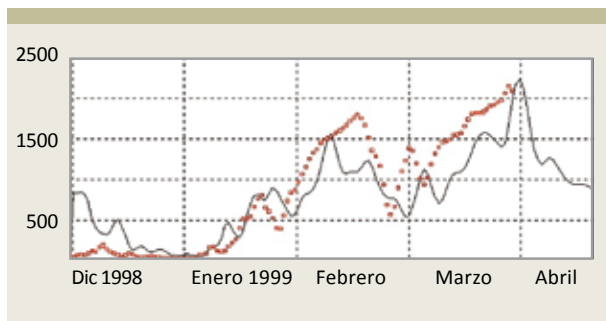


Figura 3.23
Comparación caudal sólido según ley Q_s-Q_l y calculado por el modelo en El Colorado, 1998-1999

En las figuras 3.20 y 3.21 se presenta la comparación de niveles medidos y calculados en las estaciones Puerto Lavalle y El Colorado, respectivamente. Los puntos rojos indican los valores registrados, mientras que en trazo continuo negro se presentan los resultados del modelo. Puede observarse el buen ajuste logrado en todos los casos.

En la Figura 3.22 se presenta el transporte sólido de arenas calculado en El Sauzalito. Se observa un buen ajuste de los valores calculados con los seis puntos medidos.

En la Figura 3.23 se presenta la comparación entre los valores de caudal sólido de arenas calculados mediante la relación entre caudal líquido y sólido en El Colorado y los caudales calculados por el modelo. Puede observarse el buen grado de ajuste obtenido.

La modelación de los desbordes permitió comprender el mecanismo de los mismos y su relación con la morfología del río. Los resultados con el esquema de modelación adoptado se consideran muy satisfactorios. Tal como se indicara, dicho esquema es perfectible pero a partir mayor disponibilidad de

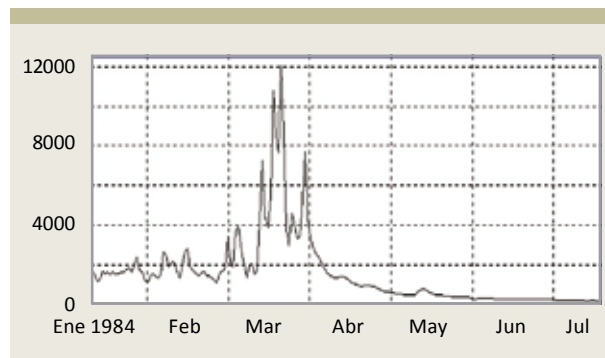


Figura 3.24
Caudales líquidos ingresantes a la Baja Cuenca, 1983-1984

datos básicos que permitan una mejor implementación. Lo expresado se ve avalado por los resultados obtenidos para la crecida de 1983-84.

En el período 1983-84 se produjo una crecida excepcional del río Bermejo, tal como puede apreciarse en la Figura 3.24, en la que se han graficado los caudales medios diarios ingresantes a la Baja Cuenca para dicho período. Puede observarse que hubo prácticamente un mes con caudales superiores a los $2.000 \text{ m}^3/\text{s}$, con un pico de más de $12.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Hubo en consecuencia importantes desbordes que produjeron grandes superficies inundadas en la Baja Cuenca.

En este caso, para el contraste entre valores medidos y calculados, sólo se contó con los datos de El Colorado, consistentes en caudales medios diarios, niveles líquidos y evolución de la cota del lecho del río. Este último dato es de sumo interés ya que fue la única posibilidad de verificar los procesos de erosión/sedimentación con el paso de una onda de crecida.

Con el mismo esquema de desbordes implementado para la crecida de 1998-99, se modeló la

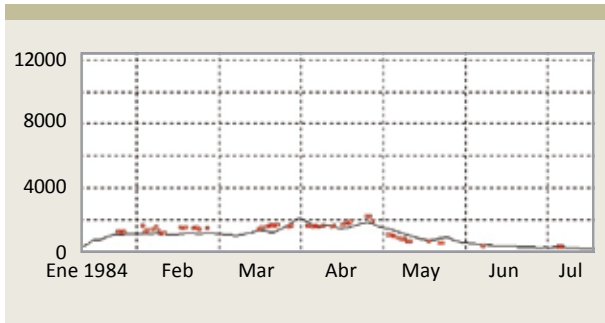


Figura 3.25
Comparación caudales líquidos medidos y calculados en El Colorado, 1983-1984

crecida de 1983-84. En la Figura 3.25 se presenta el contraste entre los caudales medidos y calculados en El Colorado, mientras que en la 3.26 se observa la comparación de niveles medidos y calculados en la misma estación.

Puede apreciarse una vez más el correcto ajuste logrado. No obstante aparece en este caso de crecida extraordinaria un comportamiento no verificado en las crecientes anteriores analizadas. La

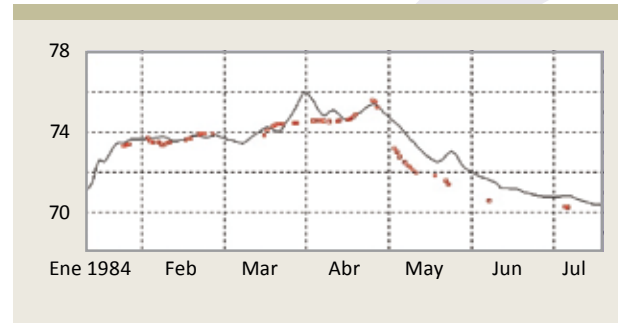


Figura 3.26
Comparación niveles líquidos medidos y calculados en El Colorado, 1983-1984

comparación de parámetros medidos y calculados denota la existencia de cierta regulación en el sistema, seguramente producida por el puente allí existente ante el importante estado de inundación generado. Esta situación no está representada en el modelo.

En la Figura 3.27 se presenta la evolución de la cota del lecho en El Colorado. Es de resaltar el excelente ajuste obtenido entre valores medidos y calculados.

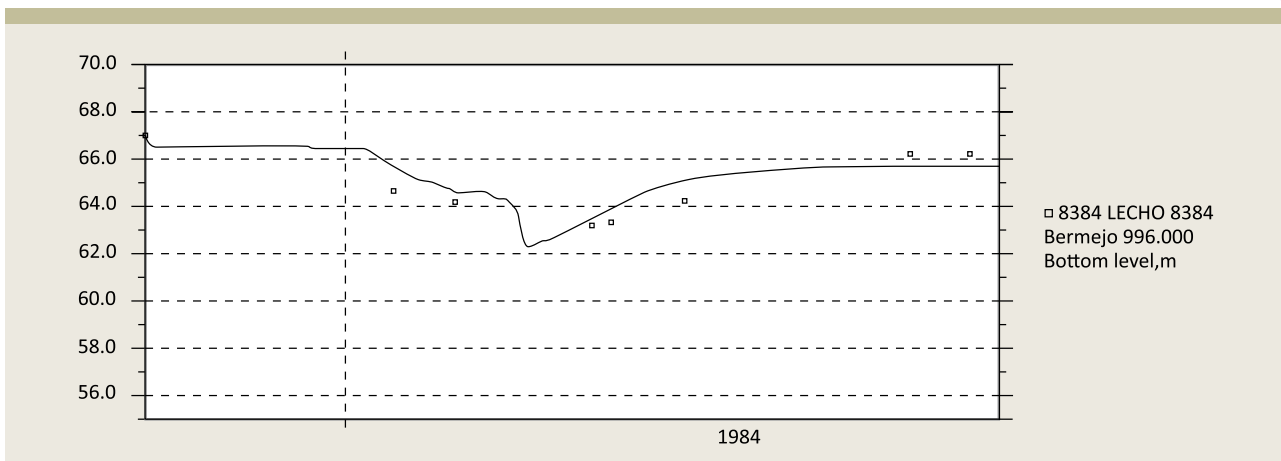


Figura 3.27
Evolución cota del lecho en El Colorado, 1983-1984

lados. El grado de recuperación de la cota del lecho calculado resulta también idéntico al medido. Esta verificación es de suma importancia porque permite confirmar lo ya señalado a lo largo del informe acerca de que tanto las erosiones del lecho durante los picos de las crecidas, como las deposiciones en las

mismas secciones en las zonas de recesión de los hidrogramas son bien explicadas utilizando ecuaciones que calculan el transporte total de arenas.

Para esta crecida resulta de interés presentar las figuras correspondientes a los niveles líquidos y evolución de la cota del lecho en El Colorado,

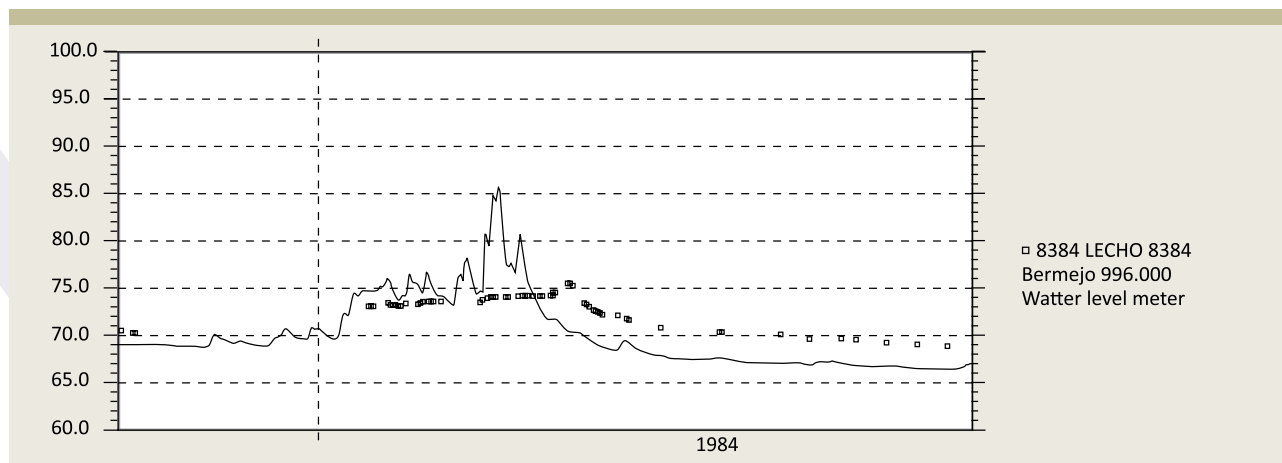


Figura 3.28
Comparación niveles líquidos medidos y calculados en El Colorado, 1983-1984 (sin desbordes)

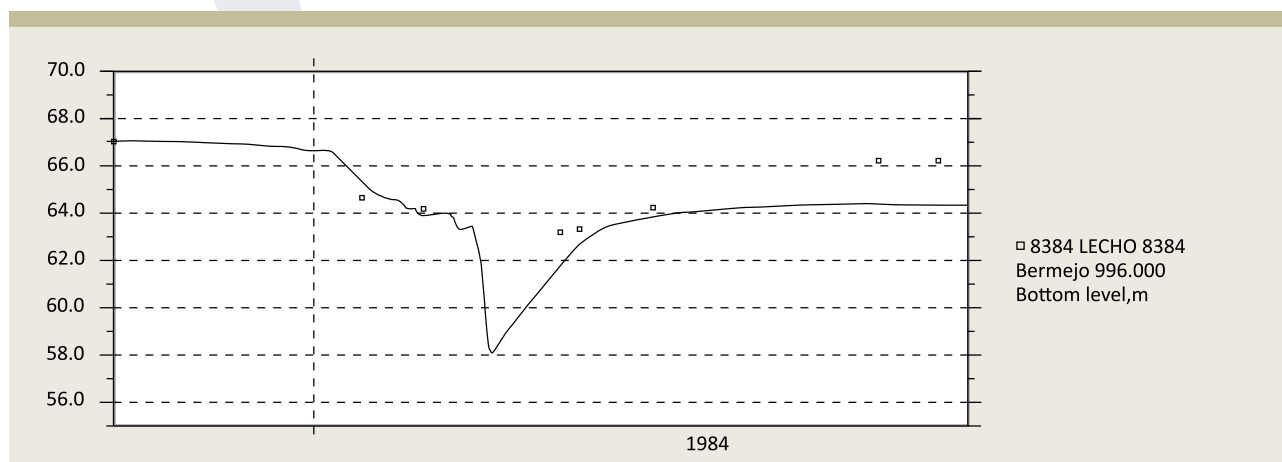


Figura 3.29
Evolución cota del lecho en El Colorado, 1983-1984 (sin desbordes)

considerando que no se producen desbordes en el tramo. En la Figura 3.28 se presenta la comparación entre los niveles medidos y calculados en El Colorado para la situación hipotética planteada. Se observa que los niveles máximos alcanzados hubieran superado en cerca de 10 m a los efectivamente producidos en la crecida.

En la Figura 3.29 se presenta la evolución de la cota del lecho en El Colorado bajo la misma hipótesis. La línea continua representa la evolución calculada, mientras que las marcas corresponden a los puntos medidos. Puede observarse un descenso máximo calculado de la cota del lecho del orden de los 9 m, verificándose una recuperación de la cota del lecho del orden de los 6.50 m. El descenso del lecho medido fue de 3.5 m, con una recuperación de 3 m.

Estos resultados permiten resaltar la importancia de los desbordes del río, que constituyen un fenómeno natural. En el hipotético caso de que el río Bermejo hubiera sido provisto de terraplenes en ambas márgenes que impidieran su desborde en toda su longitud, en la crecida de 1983-84 en la zona del puente de El Colorado se hubiera manifestado una profundización del lecho del orden de los 9 metros.

Si bien ésta es una situación llevada a un extremo muy poco factible, permite resaltar el hecho de que los terraplenes de defensa contra desbordes del río, que naturalmente ocupa las zonas a proteger, deben realizarse teniendo en cuenta la afectación que generan tanto en la morfología del curso principal como en los estados de inundación en zonas no protegidas. En este sentido, el modelo morfológico del Bermejo Inferior constituye una herramienta valiosa a la hora de evaluar este tipo de obras.

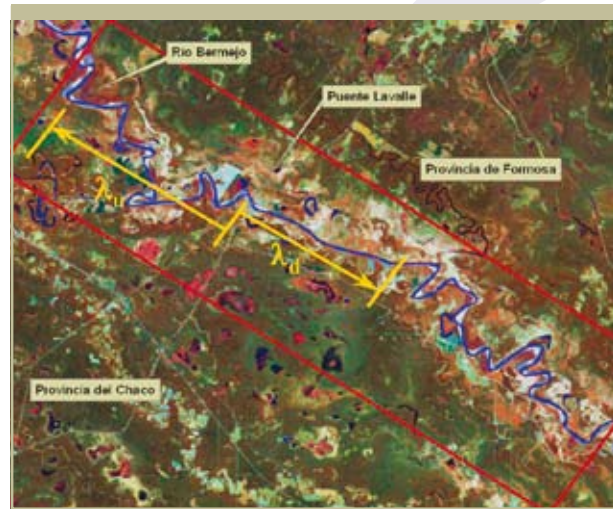


Figura 3.30
Área de estudio local

3.2.2. Morfología en planta del río Bermejo Inferior y su impacto en la infraestructura

El conocimiento adquirido sobre el comportamiento morfológico del río Bermejo en su tramo inferior a partir del análisis y estudio de la información hidrosedimentológica disponible permitió implementar el modelo morfológico descrito en el punto anterior, que constituye una herramienta de suma utilidad a la hora de encarar cualquier tipo de obra relacionada con el río.

Claro está que no menos importantes resultan los movimientos en planta del río Bermejo inferior, famoso mundialmente por el desarrollo de sus meandros. Este complejo fenómeno físico tridimensional presenta cierto grado de dificultad a la hora de tratar de desarrollar una herramienta de cálculo que permita caracterizar y predecir estos meandros. La importancia que tiene la evolución de meandros en relación con la afectación de infraestructura vial, ferroviaria, produc-

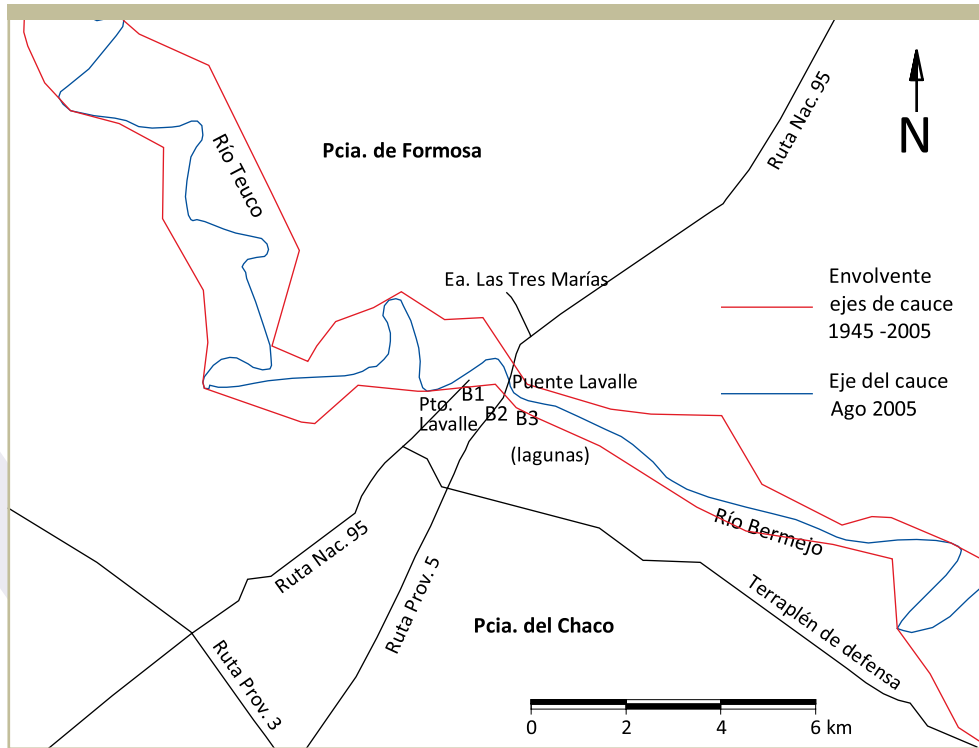


Figura 3.31
 Envoltorio de posiciones de todos los ejes del cauce del río Bermejo.

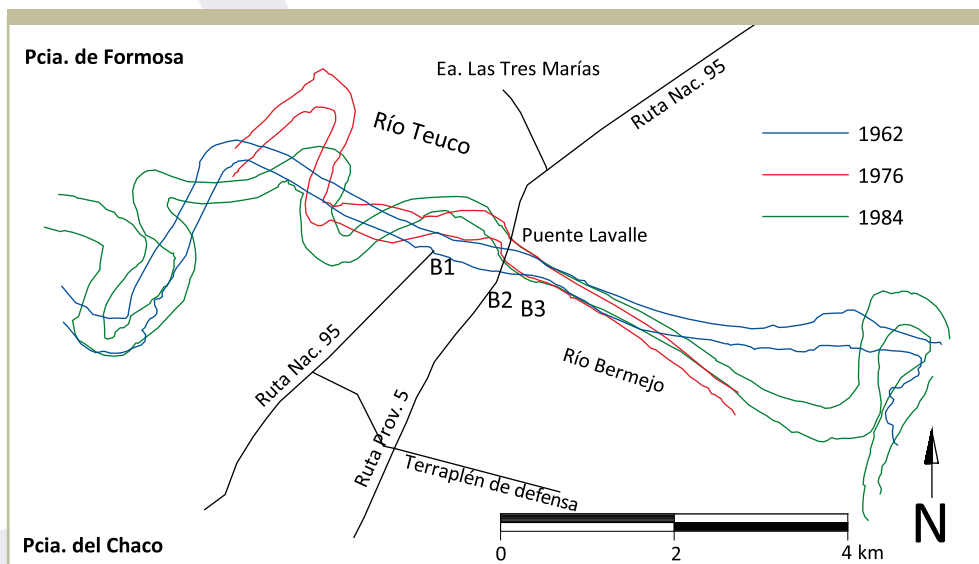


Figura 3.32
 Comparativo posiciones de márgenes del río Bermejo, años 1962, 1976 y 1984

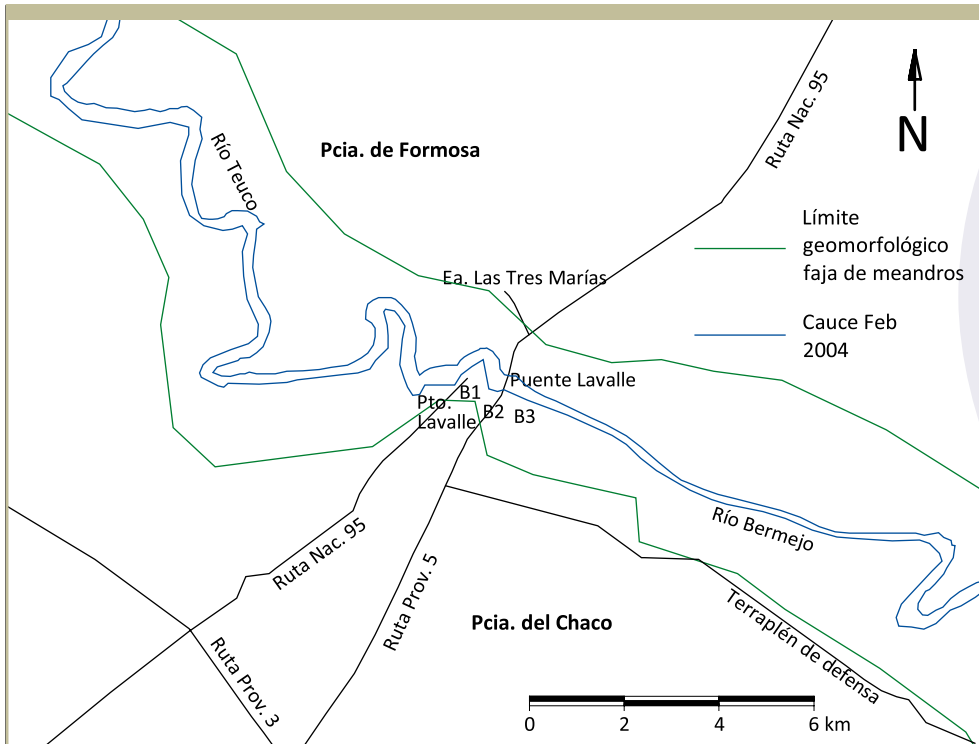


Figura 3.33
Faja de divagación de meandros del río Bermejo (límite geomorfológico aproximado).

tiva y social en la Cuenca llevó al estudio específico de la morfología en planta del río Bermejo y su impacto en la infraestructura, con una aplicación directa en el puente de Puerto Lavallo, sistemáticamente afectado por procesos erosivos en ambas márgenes

Los pasos seguidos para el estudio comenzaron con un análisis multitemporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales para seguir con la aplicación de modelos numéricos específicos y análisis estadístico de la evolución de meandros en el río. Como se expresara, la interrelación entre infraestructura y morfología se estudió para el puente de Puerto Lavallo, donde también se presentan los resultados de la aplicación de programas específicos para estudiar la migración de los meandros en un tramo de unos 20 kilómetros aguas abajo del puente. Se

Tabla 3.7
Evolución de longitudes del tramo recto ($P \leq 1,25$) del cauce del Bermejo aguas abajo del Puente Lavallo

Año	Longitud (km)
1945	1,47
1955	0,70
1962	4,95
1972	3,52
1976	3,86
1984	4,25
1989	7,82
1993 a 2005	8,47

presentan aquí los aspectos más salientes del estudio, estando el desarrollo completo en la referencia respectiva (Brea et al, 2007).

3.2.2.1. Estudios de base

El estudio multitemporal de imágenes permitió conocer la conformación del cauce del río Bermejo en la zona para distintas épocas. El trabajo fue realizado a partir de una serie histórica de imágenes satelitales y fotografías aéreas que cubrieron el período de 1962 a 2005. En la Figura 3.30 se muestra la zona en estudio. El material de base permitió identificar la disposición en planimetría de los meandros del río Bermejo en una longitud ligeramente superior a los 10 km aguas arriba del Puente Lavalle y 20 km aguas abajo del mismo.

El estudio geomorfológico apuntó, entre otros temas, a la descripción de las divagaciones recientes del cauce. A partir del tratamiento de imágenes aéreas y cartas topográficas se analizaron los cambios de posición de la planta del río Bermejo a dos niveles de detalle, zonal y localizado, de acuerdo a la escala y cobertura espacial que permitían esas bases cartográficas. El examen zonal de las divagaciones del cauce consideró las sucesivas posiciones de su eje geométrico en una longitud recta del río de 65 km.

En la Figura 3.31 se muestra la envolvente de todos los ejes de cauce considerados en el estudio zonal.

En cuanto al estudio local de las migraciones del cauce, en la Figura 3.32 se muestra como ejemplo el gráfico con las posiciones de las márgenes fluviales entre los años 1962 y 1984.

También en el marco del estudio, y sumando

mediciones desde los registros cartográficos utilizados, se obtuvieron valores de las longitudes del río con las que ha permanecido con patrón recto aguas abajo del Puente Lavalle en los últimos 60 años.

La persistencia e, incluso, el incremento en longitud de semejante tramo recto en el contexto del patrón y morfodinámica meandriforme típicos del Bermejo permiten asociar ambas características a alguna forma de control morfológico ejercido por el Puente Lavalle desde su construcción entre los años 1968 y 1976.

Con una luz original de 285 m, esa obra significó una reducción de casi 60% respecto del ancho modelado por las divagaciones recientes del río en el sector, y de un 85%, si se considera el valor medio de tal parámetro en los 65 km de longitud involucrados en el examen zonal.

La estabilidad del sector recto en el sitio de emplazamiento del Puente Lavalle es de tipo relativa, ya que desde mediados de los '90 a la actualidad se registran allí amplias oscilaciones en planta del cauce, con cambios de ubicación del canal de estiaje/talweg del río desde una margen a otra. Estos desplazamientos y fenómenos de desbordes asociados produjeron, primero, erosiones que afectaron la obra de cruce vial determinando la ampliación hormigonada del Puente Lavalle en ambos extremos y, en el verano de 2004, la inevitable extensión con un puente Bailey del lado chaqueño. La luz actual del cruce es cercana a los 400 m.

En la Figura 3.33 se delimitó en forma aproximada la faja de divagación de meandros del río Bermejo a partir de la interpretación geomorfológica de de las imágenes aéreas utilizadas.

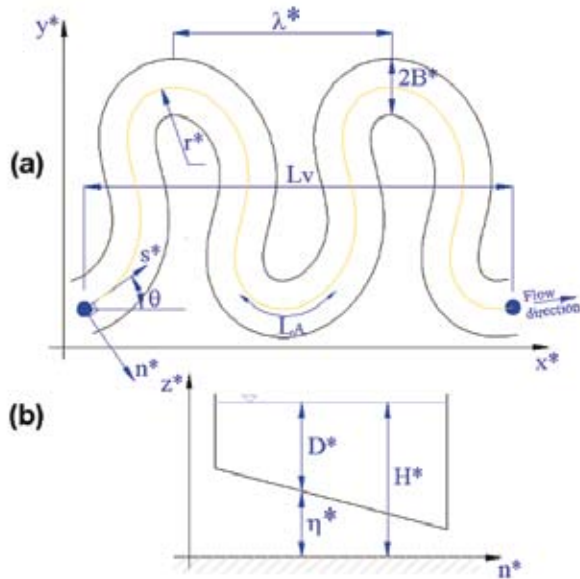


Figura 3.34
Configuración de parámetros (a) planta, (b) sección transversal

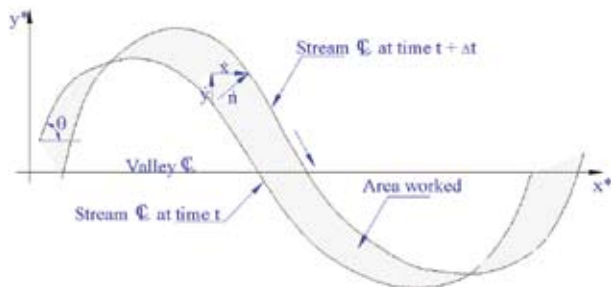


Figura 3.35
Definición de componentes en la migración lateral

Interesa destacar que en el sitio donde se encuentra Puerto Lavalle y el puente homónimo la faja se angosta localmente a unos 2.000 m; es decir, más de la mitad de lo que posee en sus entornos de aguas arriba y abajo.

3.2.2.2. El modelo RVR Meander

La morfología de ríos envuelve diferentes fenómenos físicos (hidrodinámica y transporte de sedimentos, entre otros) que se encuentran en constante interacción. Como consecuencia de la misma, procesos tales como migración lateral de ríos debido a la erosión de las márgenes, ensanchamiento del cauce, degradación y agradación del lecho, evolución de las formas de fondo, variaciones en las concentraciones de sedimentos suspendidos, influencia de la planicie de inundación, entre otros, suceden a lo largo de la vida de un río. En el caso particular de modelos matemáticos para analizar la migración de meandros, Sun et al (1996) y Lancaster y Bras (2002) presentaron simulaciones donde la planicie de inundación, el efecto de perturbaciones morfológicas hacia aguas arriba y abajo y la implementación estocástica de corte de meandros, fueron incorporados. Para una revisión de procesos geomorfológicos en ríos meandrosos el lector puede referirse a Bridge (2003), Seminara (2006) y Odgaard (2006).

La utilización de modelos hidrodinámicos para predecir la migración de ríos meandrosos es usualmente compleja debido a las características hidrodinámicas (como ser flujo helicoidal, distribución no homogénea de los esfuerzos de corte en el fondo, influencia de las curvaturas locales

en los niveles de intensidad turbulenta) las cuales también originan diferentes patrones en el transporte de sedimentos, donde la tasa de erosión y deposición en el lecho y en los bancos produce una respuesta cíclica hacia la hidrodinámica del sistema. Debido a ello barras alternadas, dunas, puntos de barra y otros patrones se observan en ríos de baja pendiente. La modelación computacional (Computational Fluid Dynamics: CFD) se ha incrementado en las últimas décadas, sin embargo su aplicación para resolver problemas ingenieriles se ha basado en dominios localizados (Abad et al. 2006).

El modelo matemático RVR Meander (Abad y García, 2006) ha sido desarrollado para caracterizar y analizar la migración de meandros en ríos, lo que permite conocer la tasa de desplazamiento transversal y longitudinal del cauce entre otros parámetros. El análisis de migraciones permite simular el desplazamiento del río a través del tiempo, basado en un modelo hidrodinámico simplificado acoplado con un modelo de erosión de márgenes.

La Figura 3.34 muestra la configuración de los parámetros adoptados en el modelo. La sinuosidad (S) y la tasa de migración (\dot{S}) son calculadas como

$$S = \frac{L_A}{L_v} \quad \text{y} \quad \dot{S} = \frac{S_2 - S_1}{t_2 - t_1}$$

respectivamente. La Figura 3.35 muestra el área trabajada o área de migración para el intervalo de tiempo.

3.2.2.3. Aplicación al caso del puente de Puerto Lavalle

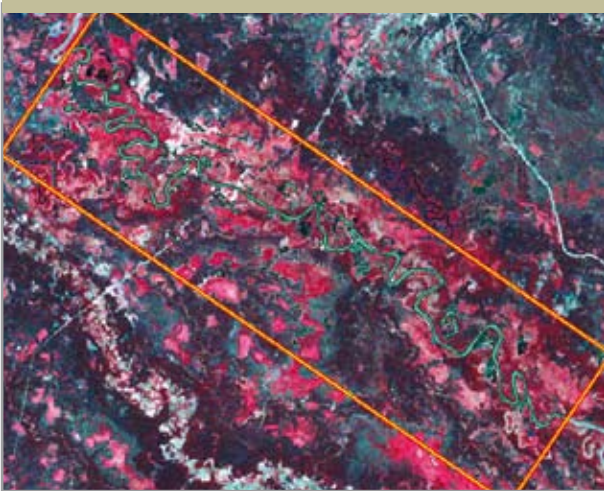
El estudio se concentró en el análisis de los procesos morfológicos a mediana escala temporal relativos a la evolución del río Bermejo y de la influencia del puente localizado en Puerto Lavalle en la migración de meandros. Se utilizó para la implementación del modelo toda la información básica desarrollada en el marco del proyecto.

El puente actúa como punto de fijación local del cauce, apreciándose dos longitudes características de influencia: una aguas arriba del puente, de longitud λ_u , que representa la región en donde, por efecto de la condición de fijación de la estructura, la libre migración de los meandros es restringida cerca del puente con cambios en la curvatura y orientación de los meandros; y otra aguas abajo del puente, de longitud λ_d , que representa la región donde las migraciones laterales de los meandros preexistentes han sido casi completamente eliminadas. En la citada Figura 3.30 se indican las longitudes de afectación λ_u y λ_d .

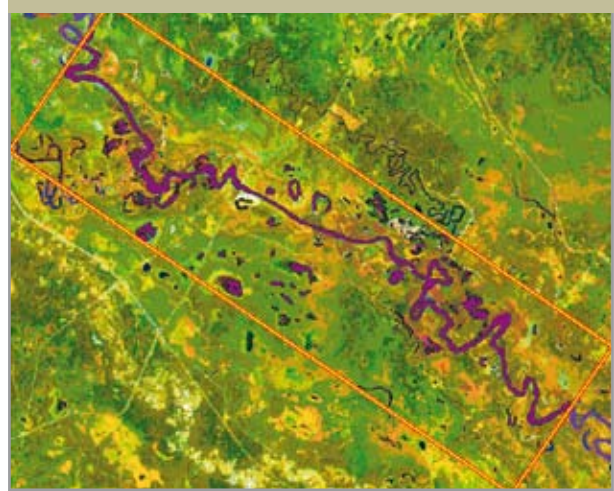
En la Figura 3.36 se muestra la evolución del río Bermejo en la zona de interés para cuatro fechas características.

A partir de la digitalización del talweg del río para las distintas fechas, y tras su posterior post-procesamiento mediante los correspondientes módulos del modelo, se procedió a realizar el análisis estadístico de la evolución del río. En la Figura 3.37 se presenta el análisis de las curvaturas en función de las progresivas en el tramo de río localizado aguas arriba del puente, el que se emplaza en correspondencia con la progresiva 63.700 metros.

1972



1989



2000



2005

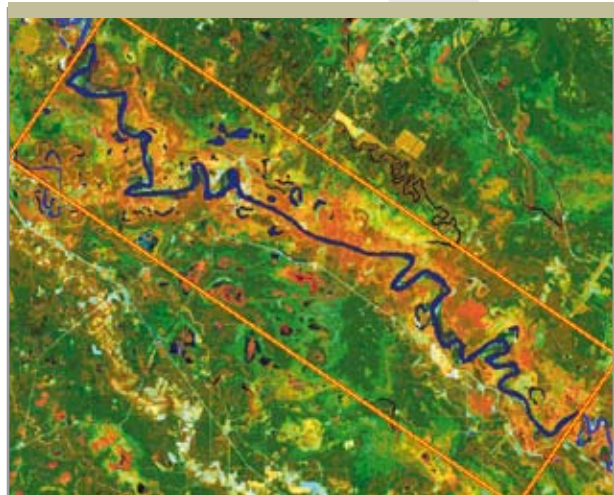


Figura 3.36. Evolución temporal de meandros en el río Bermejo

La evolución temporal de la sinuosidad en la zona aguas arriba del puente se presenta en la Figura 3.38. El puente funciona como un elemento de fijación, condicionando la migración lateral del cauce. Este control impide que los meandros migren aguas abajo en correspondencia con el

puente, pero la inercia del sistema hace que a una cierta distancia el río continúe con su evolución natural provocando una suerte de apilamiento de los meandros que, progresivamente, van incrementando su curvatura. Este proceso se desarrolla hasta que la curvatura es tal que

ante el pasaje de una crecida se produce el corte de uno de los meandros, momento en el cual comienza a desarrollarse un nuevo ciclo.

Aguas abajo del puente se desarrolla un proceso inverso: en un tramo extenso del río no se observan migraciones laterales. Este comportamiento, ya identificado en el estudio geomorfológico, se aprecia con claridad en la Figura 3.39 que muestra el análisis de las curvaturas en función de las progresivas en el tramo de río en cuestión y donde se distingue un segmento del orden de los 10 km sin desarrollo de meandros, siendo el único sector de río con gran estabilidad en los últimos 20 años.

El extremo de aguas arriba del tramo sobre el que se implementó el modelo se correspondió con la sección de emplazamiento del puente; la longitud de río analizada fue de aproximadamente 20 km, tomando como extremo final una sección localizada aguas abajo del primer corte de meandro

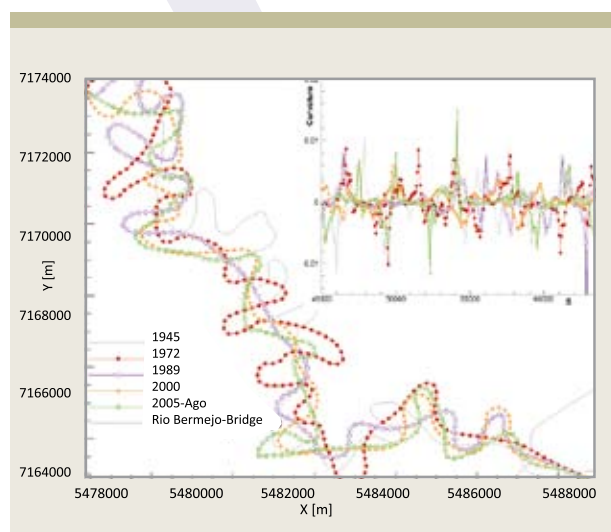


Figura 3.37
Análisis de las curvaturas en función de la progresiva aguas arriba del puente

registrado. De esta manera un primer análisis se extendió desde el año 1993 hasta el año 1997, y un segundo entre los años 1998 y 2005, habiéndose producido entre las fechas de los registros de 1997 y 1998 el citado corte del meandro.

En la Figura 3.40 se presentan los resultados para el primer intervalo apreciándose el buen ajuste entre la predicción y la situación real. En la Figura 3.41 se muestran los resultados del modelo de migración de meandros entre los años 1998 y 2005, pudiéndose apreciar nuevamente una buena concordancia entre predicción y la situación real, aunque en la zona cercana al corte del meandro hay ciertas discrepancias, posiblemente atribuibles a que el modelo sólo puede analizar el desarrollo de procesos continuos en el tiempo y no cambios abruptos como los que se verifican en el desarrollo de cortes.

Las corridas del modelo, cuyos resultados se han aquí presentado, se realizaron para un caudal

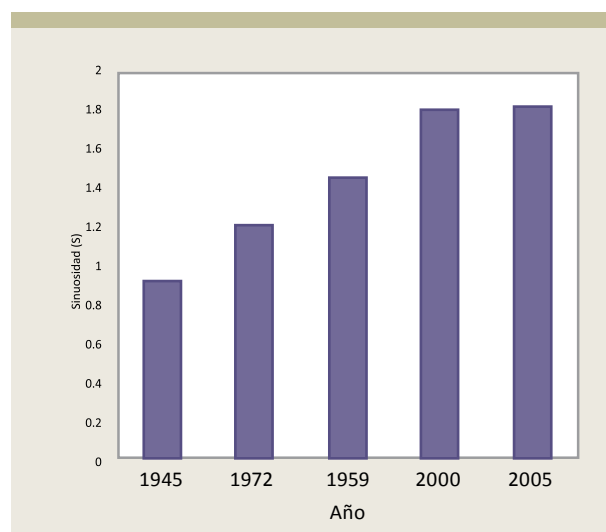


Figura 3.38
Evolución temporal de las curvaturas de los meandros aguas arriba del puente

de 1.800 m³/s, un ancho y un tirante representativos de las condiciones en las curvas y un material de diámetro medio del orden de las arenas finas.

A modo de conclusión puede decirse que se cuenta con una herramienta de predicción para estudiar las tendencias evolutivas en ríos de características semejantes a las del Bermejo Inferior.

Los estudios han permitido definir las dos longitudes características de influencia, estando la zona de aguas arriba del puente caracterizada por aumentos de la sinuosidad del tramo como consecuencia de las limitaciones que el puente impone a la libre migración de los meandros, mientras que aguas abajo el río adquiere una disposición sin curvas pronunciadas en una longitud del orden de los 10 km, siendo el único tramo que en los últimos 20 años presenta una condición de estabilidad en su configuración planimétrica.

Los desarrollos presentados son relevantes para

la caracterización de ríos del tipo del estudiado y para el estudio de los procesos morfológicos que se desarrollan ante la presencia de estructuras transversales a la corriente en ríos con meandros.

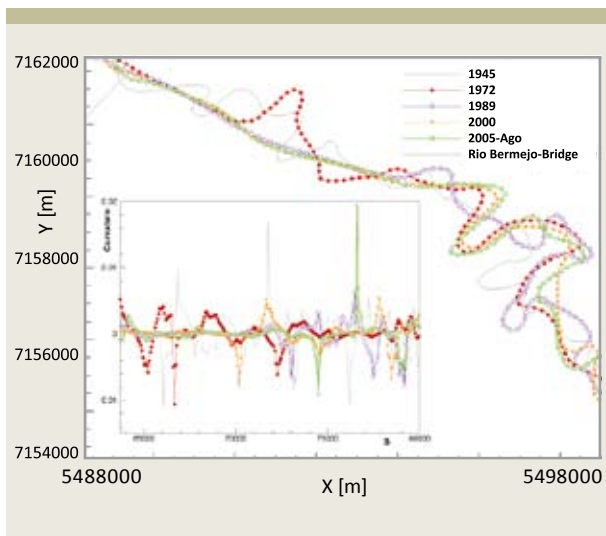


Figura 3.39
Análisis de las curvaturas en función de la progresiva aguas abajo del puente

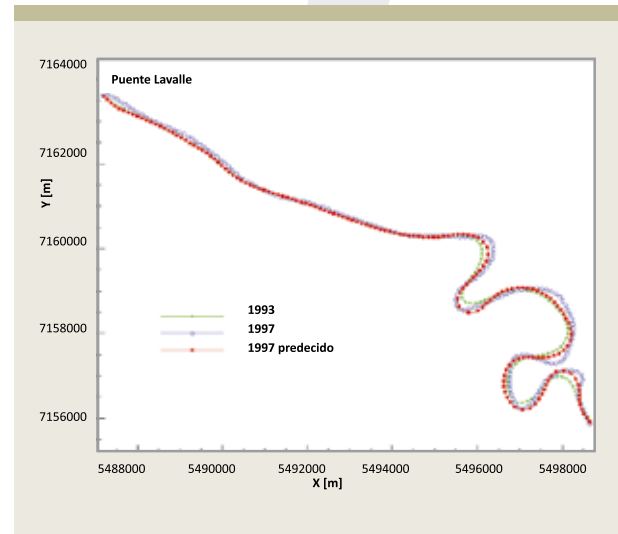


Figura 3.40
Migración de meandros aguas abajo del puente. 1993-1997

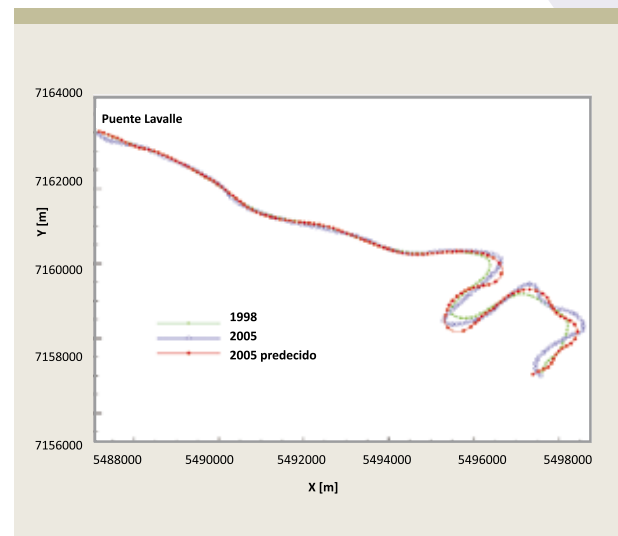


Figura 3.41
Migración de meandros aguas abajo del puente. 1998-2005

3.3. Estudio de inundaciones por desborde del cauce principal del río Bermejo

3.3.1. Determinación de caudales de desborde en la Cuenca Inferior

Las importantes implicancias asociadas a los desbordes del río Bermejo Inferior, que se producen, en mayor o menor medida, en los períodos de crecida hacen necesario estudiar las características de estos desbordes. Como punto de partida resulta de interés conocer para qué caudales ingresantes desde la Alta Cuenca del río pueden producirse desbordes en la Baja Cuenca.

Del mismo modo con el que se hicieron los estudios de la dinámica fluviomorfológica del río, presentados en el punto 3.2, también para este análisis se ha considerado al caudal aguas abajo de la Junta de San Francisco como la suma de los correspondientes a las estaciones Pozo Sarmiento y Caimancito y, sobre la base de los datos disponibles, se realizó una comparación de los caudales en El Colorado con los de las estaciones antes mencionadas. El objeto de este análisis fue tratar de encontrar la relación entre los caudales en El Colorado respecto al caudal suma entrante a la Baja Cuenca.

Para ello, de la serie de datos de caudales diarios disponibles en ambas estaciones, se extrajeron los valores correspondientes a los días en los que se contaba con datos en El Colorado. Asimismo, debido a la distancia entre las estaciones, y teniendo en cuenta la celeridad de la onda de crecida, se realizaron análisis con desfases entre los datos en El Colorado y las otras estaciones. Así se repitieron los estudios para 7, 10, 15, 20 y 28 días de diferencia.

Con las series de caudales obtenidas mediante el procedimiento anterior se calcularon los coeficientes de correlación para los distintos casos. Los resultados se presentan en la Tabla 3.8.

Puede apreciarse que la mejor correlación se obtiene para un desfase de 10 días entre los datos de Pozo Sarmiento más Caimancito y los de El Colorado (coeficiente de correlación = 0.77). De modo que se adoptaron estas series de caudales para obtener una ley que vincule los datos.

Se realizó una regresión lineal entre los datos de El Colorado y los correspondientes a la confluencia (suma de los caudales de las dos estaciones de aguas arriba) y una regresión lineal múltiple utilizando como variables independientes los datos en Pozo Sarmiento y Caimancito.

En la Figura 3.42 se ha graficado la comparación entre los caudales medidos y calculados con la ley obtenida de la regresión lineal múltiple en El Colorado. En la Figura 3.43 se han graficado los caudales en El Colorado en función del caudal suma, representando las leyes obtenidas junto con los datos históricos. En ambas figuras puede apreciarse que, para caudales importantes aguas arriba, los valores calculados a partir de las regresiones se alejan considerablemente de los datos. La causa de este comportamiento es la analizada ocurrencia de desbordes en el tramo del río involucrado cuando los caudales se encuentran alrededor de los $2.200 \text{ m}^3/\text{s}$.

Esto hecho se aprecia claramente a partir un análisis estadístico de la serie de mediciones disponibles en El Colorado, de la que se obtiene un caudal máximo de $2.362 \text{ m}^3/\text{s}$, un caudal mínimo de $12 \text{ m}^3/\text{s}$ y uno medio de $448 \text{ m}^3/\text{s}$. Se observa que el

caudal máximo se mantiene acotado en un valor cercano al de desborde.

Para completar el análisis se repitió el cálculo, eliminando los datos correspondientes a los caudales suma en la Junta de San Francisco superiores al valor de desborde. En la Tabla 3.8 se aprecia que el coeficiente de correlación mejora sustancialmente (0.90). Las Figuras 3.44 y 3.45 son análogas a las Figuras 3.42 y 3.43, pero con las nuevas regresiones. Se observa un mejor ajuste de los valores calculados respecto de los datos, siendo aún importante la dispersión.

3.3.2. Cuantificación de volúmenes de desborde a partir de los registros históricos. Contraste con mapas de desbordes a partir de las imágenes satelitales

Se ha señalado a lo largo de este libro que, en muchos casos, la falta de información básica hidrosedimentológica apta para el desarrollo de estudios ha atentado contra la posibilidad de realizarlos en condiciones tales que permitan obtener un producto capaz de cumplir con el objetivo buscado. El caso de cuantificar los volúmenes de desborde del río Bermejo inferior en situación de crecida sería uno de dichos casos. El tema ya se trató en el capítulo 3.2.1, en el que se expresó que la ausencia de estaciones de aforos y de niveles en las zonas de desborde impiden una cuantificación precisa del fenómeno, que ya es por sí mismo de naturaleza muy compleja.

Al estado actual de la información hidrométrica disponible, una manera aproximada de

Tabla 3.7

Evolución de longitudes del tramo recto ($P \leq 1,25$) del cauce del Bermejo aguas abajo del Puente Lavalle

Año	Longitud (km)
1945	1,47
1955	0,70
1962	4,95
1972	3,52
1976	3,86
1984	4,25
1989	7,82
1993 a 2005	8,47

cuantificar los volúmenes de desborde es a partir de la diferencia entre los volúmenes ingresados a la Baja Cuenca (suma de las mediciones en Pozo Sarmiento y Caimancito) y los pasantes por El Colorado. En la Tabla 3.9 se presenta este cálculo, realizado sobre la base de los derrames anuales extraídos del anuario de EVARSA (EVARSA, 2004).

El cálculo se efectuó para los años en los que se contaba con el dato del derrame anual para las tres estaciones involucradas. Por no cumplir con esta premisa quedaron excluidos años en los que se verificaron importantes estados de inundación, tal como se indicará más adelante. De los resultados del cuadro anterior se desprende que prácticamente siempre existe una fuga de caudales en el tramo entre la Junta de San Francisco y El Colorado, sin que ello siempre signifique aparición de zonas inundadas. En los años 1992-93 y 1994-95, el análisis efectuado arroja valores negativos del desborde, de escasa significación frente al derrame ingresante, que se ubican dentro del margen de error aceptable para este tipo de cálculo aproximado.

En distintas referencias se trata el tema de las inundaciones por desborde en el río Bermejo Inferior (OEA, 1975; COREBE, 1994 (1); COREBE, 2007; Brea et al., 1996), siendo aquel también abordado por otros proyectos del PEA (APA – UNNE, 2007).

Resulta de interés para el análisis la descripción de las crecidas anuales del río Bermejo que se presentan en la referencia (COREBE, 2007). En la misma se presentan, para cada crecida desde 1992 (año de inicio del Sistema de Información Hi-

Tabla 3.8
Coeficientes de correlación

Coeficientes de correlación (los días se refieren al desfase entre datos de El Colorado, respecto a los Caimancitos y Zanja del Tigre)				
0 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.69530289	1		
Z. del Tigre	0.59198169	0.87744254	1	
Cai + ZsT	0.63031187	0.92690312	0.99332912	1
7 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.73779102	1		
Z. del Tigre	0.72006083	0.84125423	1	
Cai + ZsT	0.74757006	0.90969076	0.98980148	1
10 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.7884217	1		
Z. del Tigre	0.72513017	0.78137769	1	
Cai + ZsT	0.77079411	0.86728197	0.98834181	1
15 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.70863307	1		
Z. del Tigre	0.68273597	0.87797485	1	
Cai + ZsT	0.70575835	0.93056698	0.99227933	1
20 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.73787592	1		
Z. del Tigre	0.67544291	0.78767218	1	
Cai + ZsT	0.71708849	0.86939928	0.98922024	1
28 días	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.66477438	1		
Z. del Tigre	0.63625848	0.88653641	1	
Cai + ZsT	0.65697703	0.93362929	0.99343955	1
10 días*	El Colorado	Caimancito	Z. del Tigre	Cai + ZsT
El Colorado	1			
Caimancito	0.84073174	1		
Z. del Tigre	0.88081793	0.81656093	1	
Cai + ZsT	0.90311934	0.89826232	0.98716807	1

* considerando los Caudales ZdT+Cai menores que 2200 m³/s

Tabla 3.9
Derrames anuales de desborde en el río Bermejo inferior.

Derrames anuales (hm ³)						Desborde
Año		El Colorado	Caimancito	Pozo Sarmiento	PS + Caimancito	
1968	1969	7480	2007	7333	9340	1860
1969	1970	7463	1752	7668	9420	1957
1970	1971	8541	2250	7587	9837	1296
1971	1972	6249	1332	7039	8371	2122
1972	1973	12030	3228	9977	13205	1175
1973	1974	15854	4236	13871	18107	2253
1974	1975	11882	2950	9814	12764	882
1976	1977	13809	4571	12152	16723	2914
1987	1988	17550	4826	14895	19721	2171
1988	1989	8260	1816	8108	9924	1664
1992	1993	13544	3420	9743	13163	-381
1993	1994	12651	2365	10367	12732	81
1994	1995	15653	3008	12571	15579	-74
1995	1996	12291	2414	11087	13501	1210
1996	1997	16545	4409	13654	18063	1518
1997	1998	10103	2026	8290	10316	213
1998	1999	18561	4437	16799	21236	2675
1999	2000	17360	3862	15768	19630	2270
2000	2001	14999	3635	12580	16215	1216
2001	2002	14714	3020	13901	16921	2207
2002	2003	12359	2748	13076	15824	3465

drológica de la Cuenca del Río Bermejo - SIH), una serie de datos hidrológicos que intentan reflejar la importancia de cada crecida anual, indicándose la altura máxima registrada en la estación Pozo Sarmiento, el caudal máximo allí aforado, la altura media durante el aforo y la permanencia –en cantidad de días consecutivos– de caudales superiores a los 2.000 m³/s considerados capaces de producir situaciones de riesgo en el tramo inferior de la Cuenca.

Se presentan también datos de Puerto Lavalle, localidad de la Baja Cuenca ubicada en un tramo crítico del río cuando su nivel supera la altura de 5,90 m en la escala del lugar. La altura máxima alcanzada allí, la fecha de ocurrencia y su permanencia en días consecutivos por encima del citado valor dan cuenta de la importancia de la crecida anual en ese sector. Se indica asimismo si se registraron desbordes en la zona y se presenta la altura máxima observada en El Colorado.

A modo de ejemplo se presenta, extraído de la referencia, el informe producido sobre la crecida de 1999-2000, de suma importancia puesto que en el mes de enero se produjo la crecida máxima histórica del río Bermejo, quedando fuera de operación la estación Alarache. En la oportunidad se produjeron desbordes de importancia en la Alta Cuenca con pérdidas humanas y afectación de zonas cultivadas en el tramo comprendido entre Aguas Blancas y Embarcación y corte temporario de la Ruta Nacional 34. En el sector de la Baja Cuenca la crecida afectó mayormente a la provincia de Formosa por carecer de defensas en el área de Puerto Lavalle. A continuación se transcribe el informe (Tabla 3.10):

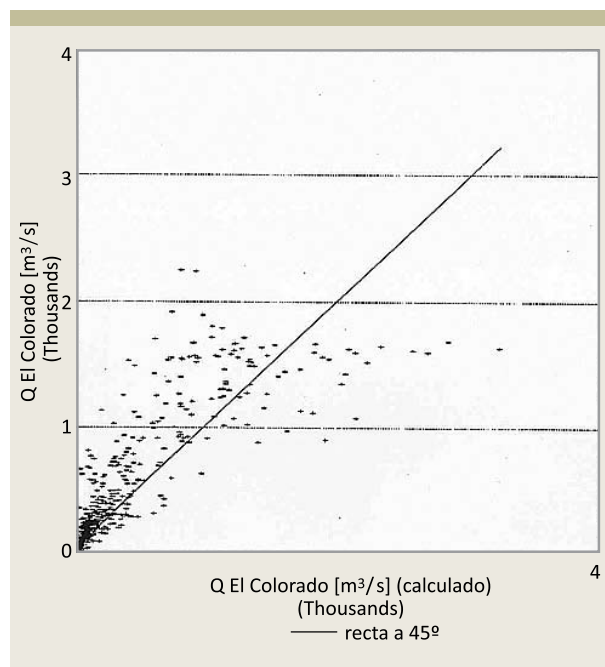


Figura 3.42
Caudales medidos vs calculados en El Colorado

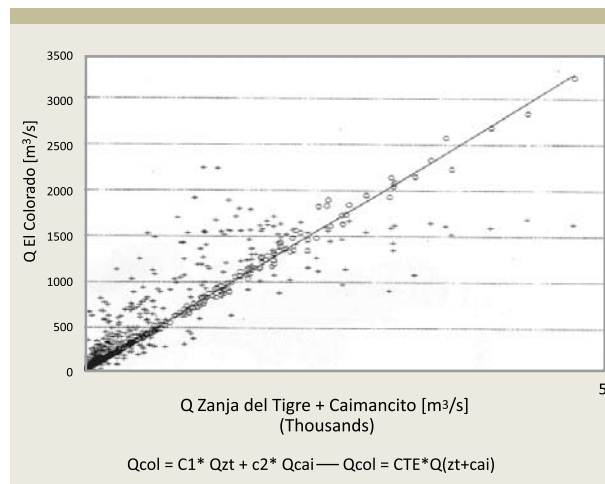


Figura 3.43
Caudales suma vs El Colorado

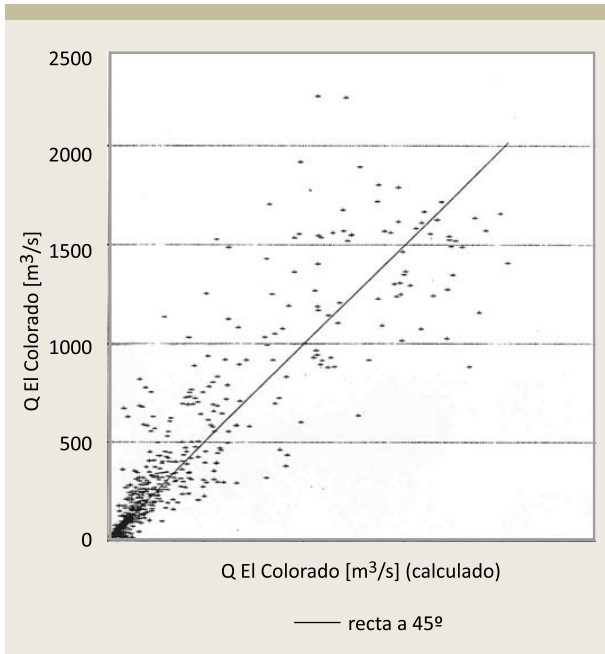


Figura 3.44
Caudales medidos vs calculados en El Colorado

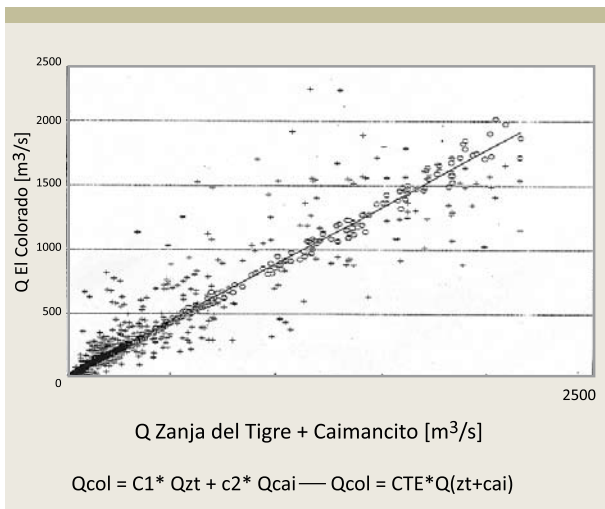


Figura 3.45
Caudales suma vs El Colorado

Tabla 3.10
Crecida anual 1999-2000

Pozo Sarmiento
Altura máxima registrada: 12,6 m (26/01/2000) Máxima histórica
Caudal máximo estimado: superior a 13.000 m ³ /s
Permanencia de caudales > 2000 m³/s: 10 días
Puerto Lavalle
Altura máxima registrada: 6,20 m (01/04/2000)
Permanencia de alturas > 5,90 m: 27 días
El Colorado
Altura máxima registrada: 7,86 m (07/04/2000)

A partir de la información presentada en la referencia pudieron elaborarse cuadros como el que se presenta en la Tabla 3.11.

La información hasta aquí presentada confirma lo expresado al comienzo acerca de la ausencia de información hidrométrica y de caudales que impide el conocimiento más acabado del funcionamiento del sistema. No obstante, cuadros como el precedente resultan de importancia para caracterizar el sistema y reflejar su complejidad. Nótese que mientras la crecida 1999-2000 presentó 24 días por encima del nivel crítico de inundación (máxima creciente del río Bermejo), la crecida 1996-1997 mantuvo el nivel por encima del crítico 58 días.

Del mismo modo, el análisis de los derrames presentado en la Tabla 3.8 concuerda con lo expresado en el párrafo anterior para algunas crecidas (1998-1999 y 1999-2000), no siendo concordante en otras (2002-2003).

Tabla 3.11*Días por encima del nivel crítico en Puerto Lavalle, 1992-2008*

Crecida		Días con niveles por encima del nivel crítico	Máximo	
1992	1993	4	6,34	
1993	1994	8	6,4	Desbordes en Embarcación y en Puerto Lavalle
1994	1995	9	6,44	
1995	1996	7	6,11	
1996	1997	58	6,5	Desbordes en diversos sectores de la baja cuenca
1997	1998	0	5,78	
1998	1999	28	6,34	Desbordes en la baja cuenca
1999	2000	27	6,2	Afectó al área de Puerto Lavalle en Formosa (1)
2000	2001	4	6,25	
2001	2002	9	6	
2002	2003	0	5,84	
2003	2004	0	5,41	
2004	2005	0	5,21	
2005	2006	2	5,98	
2006	2007	0	5,85	
2007	2008	23	6,28	

(1) En Enero se produjo la crecida máxima histórica del río Bermejo.

De un modo general, las características principales de los desbordes, obtenidas a partir de observaciones y algunas mediciones, son las siguientes (COREBE, 1994 (1)):

- el frente de inundación tiene características similares en ambas provincias. No obstante, la margen chaqueña resulta más perjudicada que la formoseña;
- los desbordes pueden formar cauces secundarios laterales, los que por erosión retrocedente pueden llegar a capturar el curso principal;
- superada la capacidad de conducción de los cauces, la masa líquida avanza activando el sistema de drenaje no encauzado. El manto de agua se desplaza muy lentamente llenando los bajos que encuentra en su camino (lagunas, esteros, bañados);
- los volúmenes de agua que se encuentran ocupando grandes superficies no reingresan al cauce principal, aún después de que en éste se verifique una bajante en la Alta Cuenca;
- en general, los anegamientos por desborde

coinciden con períodos de lluvias intensas en la zona, generando una dificultad en la discriminación del origen de aquéllos (fluvial o pluvial). Esto indica que, de no existir desbordes del Bermejo, aún podrían verificarse situaciones de anegamiento a partir de las lluvias estacionales.

Las zonas de desbordes identificadas a partir del análisis de imágenes satelitales disponibles en épocas de crecida (octubre 1983, octubre y noviembre 1984), coinciden en general con las citadas en el informe de la OEA (1975) y con las surgidas de encuestas en la zona. Estas zonas son las siguientes (COREBE, 1994 (1)):

- interfluvio Bermejo-Bermejito (Chaco): es la zona que presenta los mayores volúmenes desbordados;
- zona de Villa Río Bermejito (aguas arriba, zona de Confluencia);
- paraje El Yacaré: por margen izquierda es posible una alimentación del arroyo Teuquito por desborde del cauce principal. Los desbordes al interfluvio por margen derecha son mayores;
- desde El Yacaré hacia aguas abajo, hasta el Km 642 (Puerto San Jorge) los derrames se producen hacia margen derecha. Desde este punto hasta el Km 525, la franja de divagación es de 3 a 5 km, incrementándose los derrames, que también se manifiestan hacia margen izquierda. A partir de aquí, y por aproximadamente 180 km, se verifican los mayores desbordes del Bermejo hacia ambas márgenes, constituyendo la zona más conflictiva.

Documentos de COREBE describen los desbor-

des producidos en las crecidas de los años 1974, 1981, 1982, 1984 y 1985. Las zonas de desborde coinciden con las descriptas.

Estas zonas se han relacionado con perfiles topobatimétricos existentes y las zonas de inundación resultantes del análisis de imágenes (Brea et al, 1999 (2)).

En la citada referencia se señala la correspondencia de los niveles de terreno con las manchas de inundación en la zona de Fortín Belgrano, en especial sobre margen derecha en el interfluvio Bermejo-Bermejito (Figura 3.46). Dicha correspondencia es aproximada si se tiene en cuenta que los estados de inundación fueron levantados de imágenes satelitales no georeferenciadas (COREBE, 1994 (1)).

Realizando el mismo análisis para el perfil de la zona de San Camilo (Figura 3.47), pueden reconocerse claramente sobre margen derecha (interfluvio Bermejo-Bermejito) los bajos inundables marcados en el Plano N° 1.2 del Capítulo 1, así como también las zonas bajas ubicadas sobre margen izquierda.

Como puede apreciarse, la información recopilada de diversas fuentes, apoyada en imágenes satelitales y perfiles topobatimétricos, arroja los mismos resultados sobre las zonas de desbordes del cauce del río Bermejo. Las corridas del modelo morfológico del río Bermejo Inferior con las zonas de desborde ubicadas de acuerdo con la evolución de la onda de crecida para el período 1998-99, que resultan coincidentes a las aquí explicadas, permitieron comprobar que los desbordes modelados representaron correctamente el funcionamiento morfológico del río.

3.4. Medidas de control de los procesos asociados con los sedimentos

3.4.1. Control de erosión

Tal como se expresara en el Capítulo 1 al tratar el tema del control de erosión en la Alta Cuenca del Río Bermejo, también en este caso la importante actividad morfológica del río Bermejo inferior y sus características particulares, descritas a lo largo del presente capítulo, requieren de especial atención en la identificación, proyecto y construcción de obras de control de erosión. También en este caso las obras existentes tratan del control de erosión a nivel del cauce fluvial que tratan de proteger poblaciones, infraestructura vial, ferroviaria y productiva.

El desarrollo de meandros en río, analizado en este capítulo, es causa habitual de desarrollo de erosiones en estribos de puentes viales y ferroviarios, como el puente vial sobre el río Bermejo en Puerto Lavalle, y el puentes vial y ferroviario sobre el río San Francisco, entre otros.

Es común en la Cuenca el proyecto y ejecución de espigones y terraplenes longitudinales con el fin de defender las costas de la acción erosiva del río. En el caso de los terraplenes son también usados como obra de control de inundaciones, tal es el caso del terraplén sobre margen derecha del río en la zona de Puerto Lavalle, en la provincia de Chaco. En las siguientes Figuras (3.48 a 3.56) se presentan fotos de obras de control de erosión construídas en el río Bermejo inferior, desde Embarcación (cerca de la Junta de San Francisco) hacia aguas abajo. A partir de las mismas puede apreciarse la tipología de obras en la zona. En cada caso se consigna además la fecha de

la imagen lo que, en algunos casos, permite apreciar las demoras que existen para completar las obras.

3.4.2. Incidencia de la alta carga de sedimentos en obras de toma

La alta concentración de sedimentos en suspensión del río Bermejo en su tramo inferior en situación de crecidas, que puede llegar a 15.000 ppm, tiene una gran importancia en la posibilidad de uso de agua del curso. En efecto, tomar el agua del río Bermejo para cualquier uso implica tomar también la carga de sedimentos. El manejo de tamaña cantidad de sólidos no es trivial y la situación planteada es una de las principales dificultades a la hora de tratar de aprovechar el recurso en la Cuenca.

Algunas imágenes pueden reflejar lo expresado. Así las Figuras 3.57 y 3.58 muestran el acopio de sedimentos luego de un período de crecidas extraído del canal principal de la toma de agua dulce del ingenio Ledesma, provincia de Jujuy, sobre el río San Francisco.

La Figura 3.59 muestra el estado de sedimentación de la pre toma del embalse Laguna Yema, en la provincia de Formosa.

Las Figuras 3.60 a 3.62 permiten apreciar la problemática del funcionamiento de las tomas de agua en el río Bermejo Inferior. En la Figura 3.60 se observa la estructura de la toma, y a ambos lados de la misma, sendas piletas de decantación o desarenadores que son usados alternativamente y, luego, limpiados para asegurar un funcionamiento continuo del sistema.

La Figura 3.61 es una vista desde aguas arriba hacia aguas abajo de la zona, en época de estiaje, donde se acostumbra a dragar o excavar canales

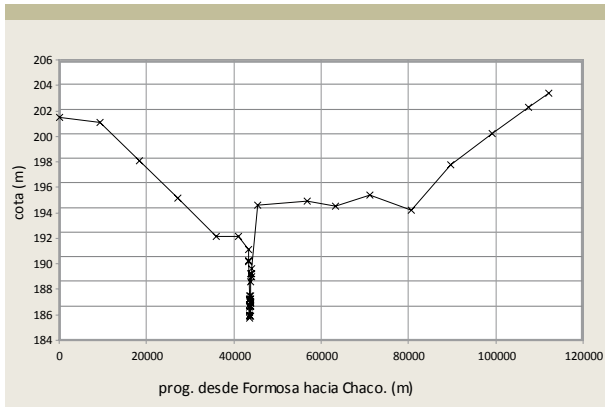


Figura 3.46
Perfil topobatómico Fortín Belgrano

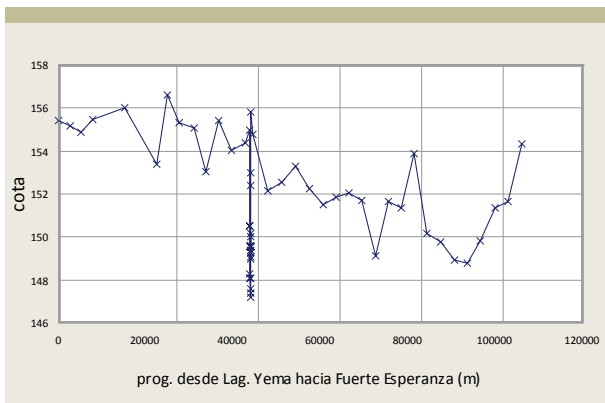


Figura 3.47
Perfil topobatómico San Camilo

hasta la toma para asegurar el suministro. La Figura 3.62, en cambio, corresponde a un período de aguas altas, pudiendo observarse el estado de solitización que sufre la estructura ante la velocidad de la corriente y los troncos y palos que trae el río.

Lo expresado anteriormente permite señalar un aspecto saliente asociado con la dificultad del uso del agua del río Bermejo Inferior a causa de la carga de sedimentos. Dicho aspecto se refiere a la violencia de las crecidas, que además de traer grandes cantidades de sólidos generan procesos erosivos contra las márgenes que, en casos de crecidas importantes, dejan fuera de servicio gran parte de la infraestructura de riego, especialmente las más precarias. A modo de ejemplo, la Figura 3.63 muestra una imagen de la crecida del arroyo Santa Rita, afluente del San Francisco, del año 2001, que afectó seriamente a la localidad de Palma Sola. Dicha crecida, generada por aludes en la alta cuenca del arroyo, arrasó con tomas de agua e infraestructura de riego, además de causar importantes daños en la zona urbana.

Como conclusión de este punto puede decirse que el tema de las tomas de agua en el Bermejo Inferior es un capítulo abierto en la Cuenca. Por diversas razones no se ha podido avanzar sobre el estudio generalizado de optimización de tomas de aguas, desarenadores y canales, que tiendan a minimizar los efectos producidos por las altas concentraciones del río.



Figura 3.48
Muro marginal de gaviones, margen izquierda río Bermejo, 1994

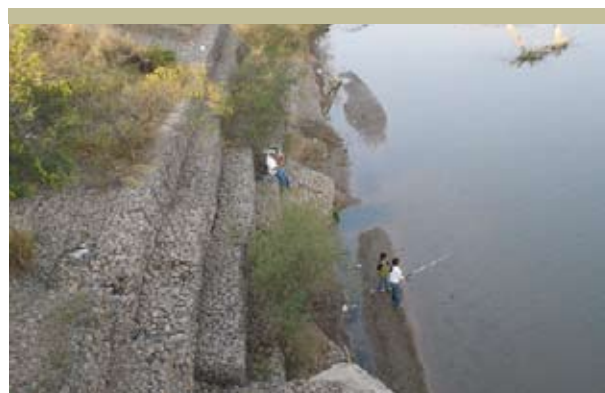


Figura 3.51
Muro marginal de gaviones, margen izquierda río Bermejo, 2007



Figura 3.49
Muro marginal de gaviones, margen izquierda río Bermejo, 1988



Figura 3.52
Muro marginal de gaviones, margen izquierda río Bermejo, 2007



Figura 3.50
Muro marginal de gaviones, margen izquierda río Bermejo, 2000



Figura 3.53
Espigón de gaviones margen izquierda río Bermejo en El Colorado, 1994



Figura 3.54
Espigón de gaviones margen izquierda río Bermejo en El Colorado, 1994



Figura 3.57
Canal agua dulce Ingenio Ledesma



Figura 3.55
Espigón de pilotes con placas margen izquierda río Bermejo en El Colorado, 2006



Figura 3.58
Canal agua dulce Ingenio Ledesma



Figura 3.56
Espigón de pilotes con placas, crecida, margen izquierda río Bermejo en El Colorado, 2006



Figura 3.59
Sedimentación pre-toma Laguna Yema, provincia de Formosa



Figura 3.60
Toma de agua Don Panos margen derecha río Bermejo, provincia de Chaco



Figura 3.62
Toma de agua Don Panos margen derecha río Bermejo en aguas altas.



Figura 3.61
Toma de agua Don Panos margen derecha río Bermejo en aguas bajas.



Figura 3.63
Palma Sola 2001, afectación de infraestructura de riego, arroyo Santa Rita, Jujuy.

4. El río Bermejo y la cuenca del Plata

4.1. Influencia de la carga sedimentaria del río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata

En este punto se realiza un análisis global del transporte de sedimentos en el sistema Bermejo-Paraguay-Paraná-de la Plata en la situación actual.

Se ha citado a lo largo de este libro que el rasgo más saliente de la Cuenca del Río Bermejo lo constituye la gran cantidad de sedimentos generados en la misma, que la ubica entre las más altas tasas de sedimento producido por unidad de área en el mundo.

Estudios antecedentes (Brea et al, 1996) consignan que el aporte de los sólidos suspendidos del río Bermejo a ese tipo de carga sólida en el río Paraná (a la altura de Corrientes) constituye casi el 75 % del total si se considera toda la serie de registros disponibles, aumentando este porcentaje si se analizan los últimos años. El gráfico de la Figura 4.1 refleja la

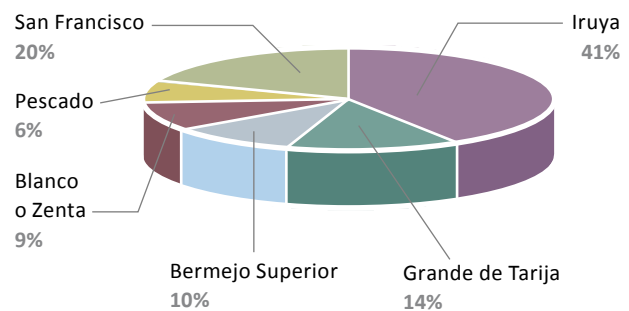


Figura 4.1
Distribución porcentual de sólidos en suspensión en los principales afluentes del río Bermejo en la Alta Cuenca.

distribución porcentual de los principales afluentes del río Bermejo en la Alta Cuenca.

Por su parte en la Figura 4.2 se presenta la distribución porcentual de los sólidos en suspensión en Corrientes, calculados de la manera precedentemente descrita.

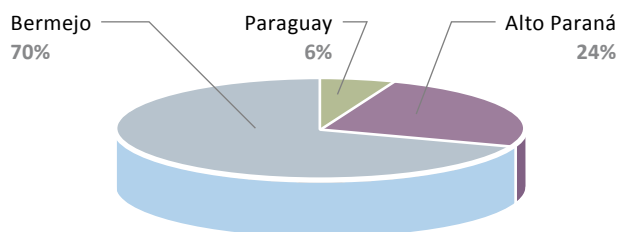


Figura 4.2
Distribución porcentual de sólidos en suspensión aportados al río Paraná en Corrientes

Los estudios han establecido que el aporte de sólidos suspendidos del río Bermejo constituye un 70% de la carga sólida del río Paraná en la estación Corrientes, considerando la serie de registros disponible a la fecha de realización de esos estudios. Se consigna que aproximadamente el 80% de la carga en suspensión aportada al Bermejo Superior en la Junta de San Francisco proviene de la Subcuenca Bermejo Superior y el 20% restante de la Subcuenca San Francisco. Considerando la serie de aforos sólidos en Pozo Sarmiento y en Caimancito se obtuvieron para la primera un transporte en suspensión medio de 70.508.100 toneladas al año (79%) y para la segunda uno de 18.901.200 toneladas anuales (21%) lo que totaliza 89.409.300 toneladas anuales.

Debe señalarse que, aproximadamente, en los últimos 30 años se aprecia una disminución de la carga de lavado en el Paraná generada presumiblemente por las presas construidas sobre el río Paraná en el Brasil. Estas circunstancias generan que los sedimentos entregados por el río Bermejo al río Paraná tengan un mayor peso en el total de los sedimentos transportados por este río, siendo el porcentaje actual correspondiente al Bermejo de alrededor del 80-85% del total. Sobre este tema se volverá más adelante.

Posteriormente, se analizó la influencia de la variación de la carga sedimentaria del río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata (Brea et al, 1999 (1)) y se efectuó un balance de aportes sólidos en el sistema a partir de la información básica disponible en las estaciones de la red hasta 1999. Considerando a la estación Itatí como representativa de las condiciones del río Paraná aguas arriba de la confluencia con el Paraguay, y a Puerto Pilcomayo en el Paraguay, se demostró que en valores medios el Bermejo aporta el 81% de la carga sólida total del río Paraná (sección túnel), mientras que el Paraguay aporta el 6%.

El balance de material transportado en suspensión a través del sistema Bermejo a partir de los caudales sólidos aforados y de los datos consignados en el anuario sedimentológico publicado por Agua y Energía Eléctrica (1991) para el Bermejo Superior y el San Francisco estableció los valores de caudal sólido en suspensión anual que se reproducen en la Tabla 4.1, donde se observa que la suma del aporte del Bermejo Superior y del San Francisco resulta casi coincidente con el correspondiente al Bermejo Inferior en El Colorado.

Tabla 4.1
Balance de material transportado en suspensión a través del sistema Bermejo a partir de los caudales sólidos consignados en el anuario sedimentológico (1991)

Río	Estación	Caudal sólido total (miles de toneladas por año)
Bermejo Superior	Z. del Tigre - P. Sarmiento	87199
San Francisco	Caimancito	25159
Bermejo Inferior	El Colorado	106913

Al nivel de datos básicos hidrosedimentológicos disponibles resulta dificultoso dar valores definitivos y realistas de los aportes sólidos correspondientes a los principales afluentes de la Alta Cuenca. En efecto, como puede verse en el anuario sedimentológico (Agua y Energía Eléctrica, 1991), los valores anuales reportados por la referencia corresponden a períodos de registro disímiles. Por ejemplo, para el río Iruya se consignan apenas 2 valores anuales (años 1971/72 y 1978/79) para la estación El Angosto, y 9 años para la Estación San José (1980/81-1988/89).

La desigualdad de longitud de registros y su no simultaneidad atentan contra la posibilidad de lograr mayores precisiones en la discriminación de los aportes de sedimentos por afluentes en la Alta cuenca del Bermejo. No obstante pudieron hacerse aproximaciones a partir de la recopilación de datos históricos realizada en el marco del PEA.

A continuación se presentan los resultados de los de las aproximaciones realizadas en este contexto, que arrojaron resultados coherentes con los estudios efectuados.

En primer lugar, a partir de la información básica hidrosedimentológica actualizada, se buscó validar los resultados anteriores analizando globalmente el transporte de sedimentos de los principales ríos de la cuenca del Bermejo a partir de los datos originales. La metodología empleada consistió en el cálculo de los caudales medios mensuales característicos para cada estación en el período de registro, y la estimación a partir de ellos de los valores medios de aporte de sólido en suspensión. Para esto fueron utilizadas las relaciones experimentales que vinculan el caudal sólido total y el caudal líquido, postuladas a partir del análisis de los datos de aforo

sólido y que fueran presentadas previamente.

Se eligió para este análisis un período de registro de caudales medios diarios en las estaciones de interés de mediciones comunes entre 1964 y 1997. Para este período común se calcularon los caudales medios mensuales promedio y los sólidos en correspondencia. La totalización anual de los valores mensuales de aportes sólidos conduce a la distribución porcentual promedio para el período que se presenta en la Figura 4.3.

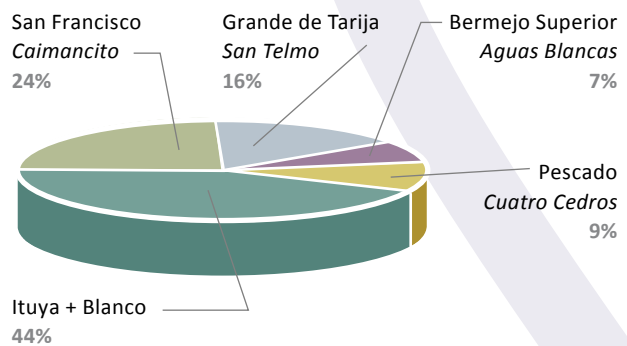


Figura 4.3
Distribución porcentual de aporte de sólidos suspendidos de los afluentes de la Alta Cuenca del Río Bermejo. (Valores promedio en el período 1964-1997)

Se destaca que no se discriminan los aportes correspondientes a los ríos Iruya y Blanco, ya que no se cuenta con información de caudales en esas estaciones que permitan el establecimiento de los valores medios. Sin embargo, y a pesar de las limitaciones de la metodología empleada que implica suponer la validez de las relaciones caudal líquido-caudal sólido más allá de su rango de determinación y de la gran variabilidad inherente a los propios datos, los resultados obtenidos manifiestan acuerdo con los estimados anteriormente

para períodos diferentes en cuanto a los porcentajes de distribución de las cargas provenientes de los distintos ríos. Debe destacarse, no obstante, que el valor de carga sólida media anual del río Bermejo para el período 1964-1997 (de 61.000.000 toneladas anuales) resulta entre un 30 y un 50% inferior a las estimaciones precedentes.

En segundo lugar, la inclusión a la base de datos de los registros en papel levantados en la sede Orán de EVARSA permitieron una posibilidad de ajustar las proporciones de los aportes de los afluentes principales del río Bermejo a su carga sólida. La recopilación de los datos de aforo disponibles en la estación Vado Hondo del río Blanco, aun cuando ya se ha apreciado que presentan dificultades, permitieron tener más elementos para el análisis sobre el tema.

El único período con datos en todas las estaciones de aforo de la Cuenca fue el correspondiente a la estación Vado Hondo, sobre el río Blanco o Zenta, definido entre los años 1973 y 1977. En estas condiciones se efectuó el balance para este período, con todas las estaciones disponibles, comparando la suma total de sólidos en suspensión en dichas estaciones, con el total de sólidos en suspensión pasantes en la estación Zanja del Tigre para el período en cuestión.

La cantidad promedio de material sólido que aportó cada río de la Cuenca al Bermejo para el período de análisis se presenta como distribución porcentual en la en la Figura 4.4.

Con las cantidades obtenidas en las estaciones San Telmo, Aguas Blancas, Cuatro Cedros, El Angosto, Vado Hondo y Caimancito, se obtiene un promedio total de 48.631.000 tn/año para el período analizado. El valor correspondiente a lo transportado por

el Bermejo en la estación Zanja del Tigre, en el mismo período, es de 53.000.000 tn/año, lo que implica una diferencia de 4.369.000 toneladas (alrededor del 8%). La Figura N° 4.5 muestra que esta diferencia no modifica la distribución porcentual indicada en la Figura N° 4.4. Además la diferencia consignada resulta aceptable en el marco en que se desarrollan estos cálculos, debiendo tenerse en cuenta también que hay zonas de la Alta Cuenca cuyos aportes no quedan comprendidos en las estaciones de aforo disponibles, y que sí están reflejados en los montos correspondientes a Zanja del Tigre.

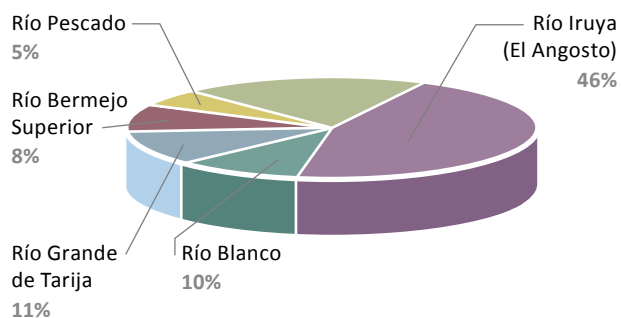


Figura 4.4
Distribución porcentual de aporte de sólidos suspendidos de los afluentes de la Alta Cuenca del Río Bermejo (Valores promedio en el período 1973-1977)

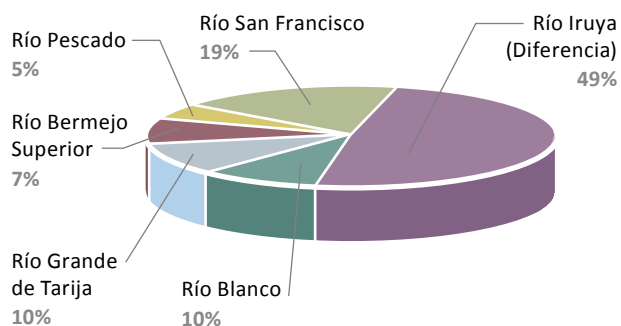


Figura 4.5
Distribución porcentual de aporte de sólidos suspendidos de los afluentes de la cuenca alta del Río Bermejo (Valores promedio en el período 1973-1977)

A modo de conclusión sobre este tema puede decirse que los análisis efectuados confirmaron la validez de las proporciones presentadas a partir de los aportes de los afluentes del río Bermejo Superior. Debe señalarse que dichas proporciones y, en mucha mayor medida, los montos de sedimentos en juego, dependen fuertemente del período de estudio utilizado. Se confirma al río Iruya como el principal aporte de sedimentos en suspensión de la Cuenca del Río Bermejo.

Caracterizados los aportes del río en la Alta Cuenca hacia la cuenca inferior se describirán a continuación las características de los mismos y su comportamiento en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata.

Aun en la Alta Cuenca, desde que se computa la fracción fina y gruesa de los sedimentos suspendidos (1993), se observa en la estación Pozo Sarmiento una altísima variación de las proporciones de ambas fracciones. Para aguas altas (sobre 72 datos) se tiene en promedio un 77% de finos y un 23% de gruesos, mientras que para aguas bajas (22 datos) los porcentajes son del 73% y 27%, respectivamente. Pese a la dispersión, a partir de dichos promedios se observa un aumento del porcentaje de la fracción gruesa con respecto a la fina en aguas bajas, lo que indica la asociación directa entre la carga de lavado y la alta pluviosidad en la Cuenca.

En la Baja Cuenca la única estación de aforos operativa es la ubicada en El Colorado (Brea et al, 1999 (2)). Allí la proporción de arena en suspensión varía entre un 10 y un 20% en promedio de la carga total suspendida. La fracción fina está fundamen-

talmente compuesta por limos.

En correspondencia con la desembocadura del río Bermejo en el río Paraguay se verifica en este último la existencia de un banco de arena (Halcrow & Partners, 1973). Si bien la concentración de arenas en suspensión en el Bermejo es muy reducida si se la compara con la de limos, no obstante constituye la mayor concentración de arena encontrada en cualquier estación del río Paraguay hacia aguas arriba.

La concentración de los sedimentos suspendidos del río Paraná sufre un notorio incremento aguas abajo de la confluencia con el Paraguay. Como este río no tiene un transporte en suspensión significativo antes de recibir al Bermejo, se verifica que es este último el causante de dicho incremento (Orfeo, O.; 1995).

En la citada referencia se consigna que, aguas arriba de la confluencia con el Paraguay, los sólidos suspendidos del Paraná son muy homogéneos y están compuestos por altos porcentajes de arcillas (82%) y menor proporción de limos (18%). Aguas abajo de la confluencia, en margen izquierda, se mantienen las mismas proporciones, mientras que en margen derecha se observa un importante incremento de los limos (63%), disminuyendo las arcillas (32%), con un 5% de arenas.

La relación porcentual de tamaños que presentan los sólidos suspendidos del Bermejo puede ser adecuadamente reconocida en el Paraná, permitiendo identificar su incidencia sobre este último hasta la localidad de Empedrado (Corrientes), como puede apreciarse en el siguiente cuadro de la Tabla 4.2, extraído de la citada referencia.

Tabla 4.2

Relación porcentual característica de de sólidos en suspensión en el río Paraná

Lugar	% arenas	% limos	% arcillas
Itatí	0	15	85
Paso de la Patria (1)	0	22	78
Paso de la Patria (2)	5	63	32
Corrientes	4	66	30
Empedrado	3	67	30

Debe destacarse que las muestras 1 y 2 se ubican aguas arriba y aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, respectivamente.

Desde la desembocadura del Paraguay en el Paraná, hacia aguas abajo por este último, se verifican diferencias de concentración entre ambas márgenes que se van atenuando hacia aguas abajo por efecto de mezcla progresiva.

Lo hasta aquí expresado viene poniendo de manifiesto lo establecido en diferentes referencias acerca de que la dinámica de los sedimentos suspendidos del Paraná, a partir de la confluencia con el Paraguay, está directamente relacionada con el ciclo hidrológico del Bermejo. (Amsler, M.; Drago, E.; Bertoli de Pomar, H.; 1984 ; Orfeo, O.; 1995; Drago, E.; Amsler, M.; 1988 ; Brea et al 1996).

Hacia aguas abajo por el Paraná también se ha comprobado la similitud entre las características granulométricas de la carga de lavado de este río (a la altura de la ciudad de Paraná) y la del Bermejo, aguas arriba de la Junta de San Francisco (Amsler, M.; Drago, E.; Bertoli de Pomar, H.; 1984). De acuerdo con dicho estudio, en función del régimen del

Bermejo (las máximas concentraciones coinciden con los máximos caudales) es esperable que en el río Paraná las concentraciones más grandes de carga de lavado ocurran normalmente un cierto tiempo después de marzo o abril, lo que fue verificado a partir de mediciones.

Los diferentes tipos de material en suspensión que se incorporan al cauce principal del Paraná en su tramo medio son mezclados por el río de una manera tal que conforman un sedimento suspendido polimodal, pobremente seleccionado, excepto cuando se transportan los picos de concentración aportados por el Bermejo.

Como primera aproximación, puede decirse que los sedimentos finos transportados en suspensión por el río Paraná sólo encuentran condiciones generales favorables de deposición al llegar al río de la Plata y sus canales de navegación (Brea et al, 1996).

No obstante, es conocido que las fracciones más finas (limos y arcillas) transportadas en suspensión constituyen buena parte de los depósitos que habitualmente, durante los períodos de desborde, sedimentan sobre las planicies de inundación del Paraná medio e inferior a través de diversos mecanismos, conformando y renovando los estratos superficiales de estas últimas.

En este contexto, se ha comprobado, efectuando un balance entre la carga de lavado que llega a la altura de Paso de la Patria (km 1240 del río Paraná) y la que se mide en Paraná (km 601), que una parte de la misma queda retenida en la extensa planicie aluvial que se extiende sobre la margen derecha del cauce principal entre esos puntos. La fracción retenida estaría directamente relacionada con el caudal sólido del río Bermejo y con los cau-

dales líquidos en el tramo medio (Amsler, 2006). Del río Bermejo, tal como se ha expresado a lo largo del libro, proviene el principal suministro de sedimento fino al sistema del río Paraná aguas abajo. La situación planteada resulta de suma importancia a la hora de plantear prácticas de control de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo, las que deberán ser cuidadosamente estudiadas para no alterar el sistema fluvial.

Se ha consignado también que la carga de lavado transportada cada año durante el período de máximos aportes sólidos en el sistema Bermejo–Paraguay–Paraná disminuyó en términos medios de aproximadamente $15 \cdot 10^6$ toneladas (durante los '70) a menos de $3 \cdot 10^6$ toneladas en la actualidad. El origen de esa disminución sería el efecto de “atrape” de los grandes embalses, entre ellos Itaipú y Yacyretá, construídos en la Alta Cuenca desde fines de la década del '60. Sobre este particular se ha contabilizado la ejecución de 27 embalses. La incidencia de las reducciones comentadas en los aportes de carga de lavado del Alto Paraná aguas abajo, en el tramo medio del río Paraná, se manifestó en las depositaciones totales anuales en 600 km de planicie aluvial. Si bien en términos medios esa sedimentación en la actualidad no varió mayormente con respecto a 30 años atrás, ello se debió a los mayores aportes del río Bermejo de donde proviene el grueso de la carga de lavado que ingresa al sistema y que compensaron las reducciones del Alto Paraná (Amsler, 2006).

En cuanto al transporte de arenas en el Paraná, tanto en suspensión como por arrastre de fondo, puede computarse a partir de fórmulas de transporte a capacidad saturada. Las predicciones dadas

por la expresión de Engelund-Hansen (Vanoni, V.; 1975) son sumamente confiables para este río y su aplicación para condiciones medias arroja un valor de transporte total de arenas de 25 millones de toneladas anuales.

Muestras del lecho extraídas de los pasos de navegación del río Paraná demuestran una existencia preponderante de arenas en el lecho. En la Tabla 4.3 se consigna el diámetro medio representativo del material (d50) en cada uno de los pasos y su correspondiente progresiva del río (Brea et al, 1999 (1)).

Tabla 4.3

Diámetro medio representativo del lecho del río Paraná entre progresivas 758 y 1605

Paso	Km	d50 (μm)
Santa Elena	728	420
Km 786-787	786-787	406
Garibaldi	794	329
Cartagena	850	268
El Selzo	888	353
Malabrigo	915	329
Las Cañas	940	378
Paso de la Patria	1242	384
Travesía Toledo	1250	329
Itatí	1280	329
Las dos hermanas	1356	342
Embocadura S. Isabel	1362	253
Entre Ríos	1369	334
San Pablo	1404	382
Pta. Naro	1443	493
Abajo Yacyretá	1460	1866
Loro IV	1463	275
Desemb. Bermejo	1320	77
V. del Pilar	1330	242
San Antonio	1605	275

Se observa que los d_{50} corresponden a arenas en todos los casos. Hacia aguas abajo del último paso presentado en el cuadro precedente, en el Paraná Inferior, sigue existiendo preponderancia de arenas con un d_{50} medio de aproximadamente 250 μm .

Como ya se expresara, recién en los canales de navegación del Río de la Plata se encuentran altas proporciones de limos en las muestras del lecho que demuestran que recién en estas zonas las condiciones de velocidad de la corriente son tales que permiten la depositación de los sólidos suspendidos. Los diámetros medios de las muestras de lecho extraídas del canal Mitre (19 μm), canal de acceso (10 μm) y canal Punta Indio (10 μm) confirman lo expresado.

En resumen, puede decirse que el seguimiento de los sedimentos producidos en la Alta Cuenca del río Bermejo, a través primero de su cuenca inferior, pasando luego por el Paraguay y el Paraná, para llegar al río de la Plata, efectuado principalmente en base a características granulométricas, permite confirmar el hecho que los sedimentos volcados por el río Bermejo al sistema son en gran medida los que se depositan en la zona del delta del Paraná y los canales del río de la Plata.

Un análisis complementario del anterior resulta de estudiar la composición mineralógica de la fracción arcilla de los sedimentos suspendidos en una corriente fluvial, que proporciona información sobre el origen de las mismas (Brea et al 1999 (1)). En esta referencia se realiza el análisis que se presenta a continuación.

El sedimento suspendido del Bermejo muestreado a la altura de la Ruta 11 (Puerto Vélaz) presenta una composición mineralógica de la fracción arcilla con marcado dominio de illita (60%), con presencia

de esmectitas (25%) y caolinita (15%).

Por su parte, las arcillas suspendidas del Alto Paraná, aguas abajo de la confluencia con el Paraguay, presentan abundante cantidad de illita y montmorillonita, con menores proporciones de caolinita y clorita. Como se ha dicho, la montmorillonita y caolinita provienen de la región tropical (escudo brasileño), mientras que la illita y la clorita son suministradas por el río Bermejo. El predominio de illita (60%) constituye una característica distintiva ya que dicho componente, ausente en los sedimentos suspendidos aguas arriba de la confluencia Paraná-Paraguay, tiene sus orígenes en la erosión de terrenos áridos y semiáridos típicos de regiones andinas, lo que indica su procedencia. Las características expuestas se mantienen por el río Paraná hacia aguas abajo. A la altura de la ciudad de Paraná se encuentran los mismos componentes en las arcillas en suspensión: illita, caolinita, montmorillonita y clorita, observándose el mismo porcentaje de illita (60%), correspondiendo el resto a las otras componentes.

Al llegar al río de la Plata, las muestras de sedimentos suspendidos y de fondos oceánicos adyacentes muestran también predominio de illita (44%), seguida por la montmorillonita (30%), quedando el resto conformado por caolinita y clorita, según lo especifican las referencias. En muestras de lecho del río de la Plata exterior se encuentran partes iguales de illita, caolinita y montmorillonita, por influencia de corrientes oceánicas.

Sobre la base del análisis efectuado, y si se tiene en cuenta que del total de illita aportada al río de la Plata el 95% proviene del río Paraná y el 5% restante del río Uruguay y que, el 100% de la clorita que llega al río de la Plata proviene también del Paraná

(Depetris, P.J.; 1968), se puede concluir que la mayor parte de estos materiales son aportados por el río Bermejo.

En consecuencia, el análisis de la composición mineralógica de las arcillas transportadas en suspensión por el río Bermejo arroja una conclusión coincidente con la surgida de estudiar las granulometrías y concentraciones.

4.1.1. Balance a partir de las estaciones de aforo en el sistema Bermejo–Paraguay–Paraná

En este punto, a partir de la información básica hidrosedimentológica en todas las estaciones disponibles de la red, se buscó caracterizar globalmente el transporte de sedimentos y su evolución a lo largo de todo el sistema, complementando el análisis del punto anterior.

Del total de datos hidrosedimentológicos recopilados para este análisis, además de los del Bermejo se utilizaron los correspondientes a estaciones sobre los ríos Paraguay y Paraná, que permitieran definir el comportamiento del sistema. Las estaciones utilizadas fueron Puerto Pilcomayo, en el río Paraguay (caudal sólido y líquido) e Ita-Cuá (caudal sólido y líquido), Itatí (caudal sólido y líquido), Corrientes, Timbúes, Chapetón y Túnel (caudal sólido y líquido) en el río Paraná.

La ubicación de las estaciones en el sistema se presenta en Figura 4.6. Sólo en cuatro de las siete estaciones se tienen aforos líquidos y sólidos. No obstante, estas estaciones se encuentran ubicadas de modo tal que permiten realizar el análisis buscado. En efecto, Puerto Pilcomayo se encuentra sobre el río Paraguay, aguas arriba de la confluencia con

el río Bermejo; Ita-Cuá e Itatí sobre el río Paraná, aguas arriba de la confluencia con el Paraguay; y Túnel sobre el río Paraná, aguas abajo de dicha confluencia, en las cercanías del Túnel Subfluvial Uru-gua-Begnís, frente a la ciudad de Paraná.

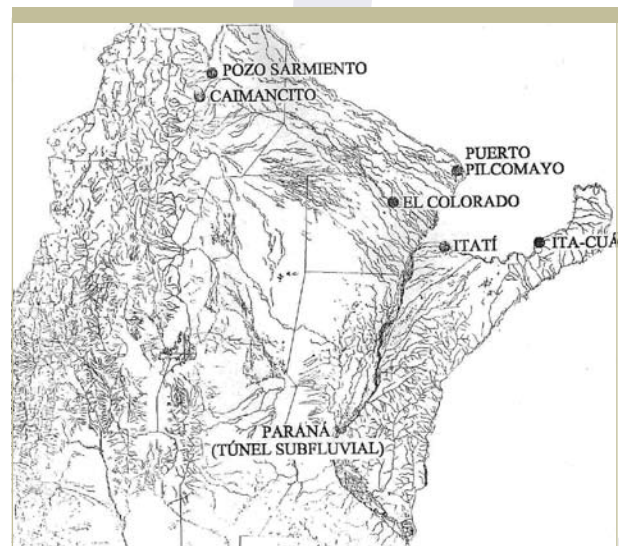


Figura 4.6
Sistema Bermejo-Paraguay-Paraná-Río de la Plata. Ubicación estaciones de aforo utilizadas

Con estas estaciones, más Pozo Sarmiento sobre el Bermejo Superior, Caimancito sobre el San Francisco y El Colorado sobre el Bermejo Inferior se realizó el balance de sólidos transportados en suspensión.

Se realizaron las relaciones entre el nivel y el caudal líquido para las siete estaciones, y las relaciones caudal líquido caudal sólido en suspensión para las cuatro que contaban con aforos sólidos.

En las Figuras 4.7 a 4.10 se presentan las relaciones entre los caudales líquidos y sólidos para las estaciones Puerto Pilcomayo, Ita-Cuá, Itatí y Túnel, respectivamente. En cada caso se establecieron ex-

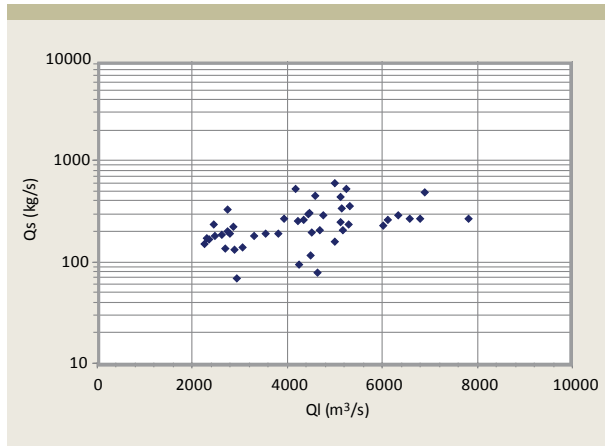


Figura 4.7
Ql-Qs en Puerto Pilcomayo

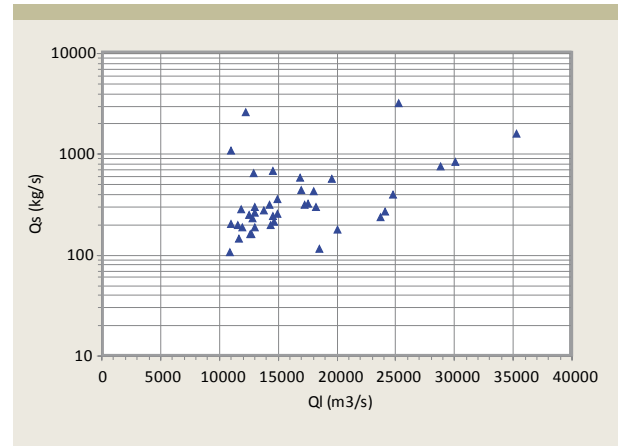


Figura 4.9
Ql-Qs en Itatí

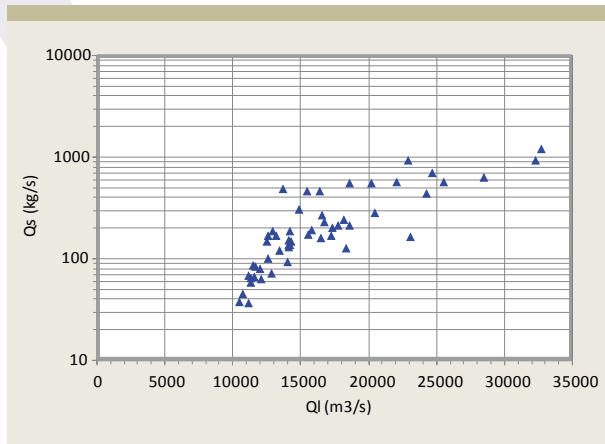


Figura 4.8
Ql-Qs en Ita-Cuá

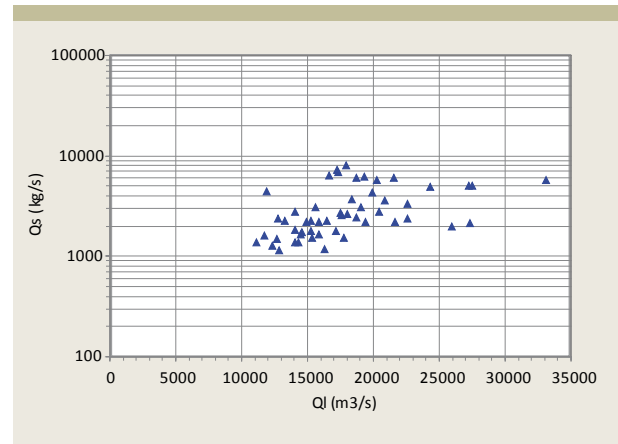


Figura 4.10
Ql-Qs en Túnel Subfluvial

presiones que vinculan los caudales sólidos y líquidos. De la observación de estos gráficos ya pueden apreciarse las magnitudes de los transportes sólidos y su influencia en el sistema.

En efecto, los aforos sólidos del río Paraguay en Puerto Pilcomayo, aguas arriba de la confluencia con el Bermejo, dan un valor máximo del orden de los 600 kg/s, siendo el promedio de los registros de 251 kg/s.

El río Paraná, antes de la confluencia con el Paraguay, presenta en Ita-Cuá valores máximos del orden de 1.100 kg/s, con un promedio de los registros igual a 269 kg/s. En Itatí, donde la dispersión de los datos es mucho mayor que el caso anterior, se han medido caudales sólidos máximos del orden de los 3.000 kg/s, con un valor promedio de los registros de 506 kg/s. Entre ambas estaciones se encuentra

emplazada la presa de Yacyretá.

En la estación de aforos Túnel Subfluvial ya el río Paraná acusa el ingreso del río Bermejo en el sistema: el valor máximo aforado llega a los 8.000 kg/s, con un valor promedio de los registros de 3.150 kg/s.

A partir de estos valores queda reflejada la importancia de los aportes del Bermejo al sistema. Si bien no resultan suficientemente exactos los análisis cuantitativos directos a partir de los datos aquí presentados, la coincidencia de los períodos de registro de los aforos sólidos recopilados para estas cuatro estaciones permite la determinación de un número expeditivo. En estas condiciones, considerando los valores medios de los registros y a Itatí para representar al río Paraná aguas arriba de la confluencia con el Paraguay, se obtienen las siguientes proporciones de los aportes sólidos al río Paraná aguas abajo:

Tabla 4.4
Distribución de aportes sólidos a partir de valores medios de aforos sólidos 1983-1998

Río	% de aporte
Bermejo	81
Paraguay (antes del Bermejo)	6
Paraná (antes del Paraguay)	13

Estos valores están en el mismo orden de magnitud que los ya presentados, obtenidos a partir de analizar toda la serie de registros disponibles, pero acusan una mayor influencia del aporte del Bermejo (81% frente al 70%) lo que está dando una tendencia de mayor peso de los aportes del Bermejo coincidente con la expresada en este capítulo y en otras referen-

cias (Brea, J.D.; Busquets, M.S.; Spalletti, P.D.; 1996; Anderson, R.,; da Franca Ribeiro, N.; Diaz, H.; 1993).

Más allá de la distribución porcentual de los aportes provenientes de los distintos ríos, interesa conocer cómo resulta el balance del material transportado en suspensión a través del sistema a partir de las mediciones existentes. A tal fin se trabajó a partir de los caudales sólidos mensuales en las estaciones de la red.

De las estaciones sobre los ríos Bermejo Inferior, Paraguay y Paraná, pudo obtenerse la información de los caudales medios mensuales a partir del anuario hidrológico (EVARSA, 2004) de acuerdo con el siguiente detalle (Tabla 4.5):

Tabla 4.5
Estaciones y períodos disponibles de caudales medios mensuales

Río	Estación	Período disponible
Bermejo Superior	Z. del Tigre - P. Sarmiento	1940-94
San Francisco	Caimancito	1946-94
Bermejo Inferior	El Colorado	1968-94
Paraguay	Puerto Pilcomayo	1980-94
Paraná	Itá-Cuá	1901-94 (1)
Paraná	Itatí	1910-94
Paraná	Túnel	1904-94

Como puede apreciarse en el cuadro, no existe homogeneidad en los períodos de registro, lo que es de fundamental importancia a la hora de efectuar un balance. Por lo tanto se buscó en primer término un período en el que se tuvieran los registros de caudales mensuales sólidos y líquidos al menos en las principales estaciones del sistema. Fue así que se trabajó con el período 1969-1989

(veinte años), el que es cubierto por todas menos por Puerto Pilcomayo, justificando este hecho en virtud de la poca influencia del aporte sólido del río Paraguay aguas arriba de la afluencia del río Bermejo, demostrada precedentemente.

Para el Bermejo Superior y el San Francisco se consideraron los valores de caudal sólido mensual dados por el anuario sedimentológico (Agua y Energía Eléctrica, 1991). Para el resto de las estaciones se trabajó con los caudales medios mensuales, determinando los caudales sólidos correspondientes a partir de las relaciones obtenidas a partir de los aforos. El resultado de este análisis se resume en la Tabla 4.6, donde Q_{sT} es el caudal sólido en suspensión expresado en miles de toneladas anuales:

Tabla 4.6
Balance 1969-1989

Río	Estación	Q _{sT} 1000 t/año
Bermejo Superior	Z. del Tigre - P. Sarmiento	87199
San Francisco	Caimancito	25159
Bermejo Inferior	El Colorado	106913
Paraguay	Puerto Pilcomayo	8125
Paraná	Itatí	8005
Paraná	Túnel	99477

Surgen del cuadro interesantes observaciones, siempre teniendo en cuenta que las características de las variables analizadas (en especial, la alta dispersión de los aforos sólidos) y la metodología empleada (determinación de relaciones entre caudales líquidos y sólidos aforados y su aplicación con caudales medios mensuales) hacen que los resultados obtenidos no puedan considerarse numéricamente

exactos, aunque sí absolutamente válidos para el cumplimiento de los objetivos del estudio.

En primer lugar se observa que la suma del aporte del Bermejo Superior y del San Francisco (112.358.000 t/año) resulta casi coincidente con el correspondiente al Bermejo Inferior en El Colorado (106.913.000 t/año). Esta igualdad resulta de enorme importancia pues permite confirmar los resultados obtenidos en el análisis de la dinámica fluvio-morfológica del río Bermejo Inferior presentado en el capítulo 3 de este libro. Allí se expresa que parte del material ingresado en la Junta de San Francisco es depositado en el Bermejo Inferior y es compensado con la erosión del lecho y márgenes del río en épocas de crecida, lo que da una equivalencia entre el material que entra y sale del sistema. Lo expresado concuerda con el resultado del balance aquí efectuado, confirmando las conclusiones del Capítulo 3.

Siguiendo con la Tabla 4.6, si se analiza el nudo Paraguay-Paraná, se obtiene que el aporte del primero es de 115.038.000 t/año (resultante de la suma de las estaciones El Colorado y Puerto Pilcomayo), mientras que el del segundo resulta de 8.005.000 t/año. Esto indica que del total aportado (123.043.000 t/año) los porcentajes correspondientes discriminados resultantes se presentan en la Tabla 4.7:

Tabla 4.7
Aportes de sedimentos al nudo Paraguay-Paraná

Río	% de aporte
Bermejo	87
Paraguay (antes del Bermejo)	7
Paraná (antes del Paraguay)	6

Si se compara este cuadro con el similar de la Tabla 4.4, confeccionada sobre la base de los aforos sólidos, se observa un incremento de la incidencia del aporte del Bermejo en relación al total, a expensas del aporte del río Paraná Superior, lo que sigue la tendencia ya verificada por numerosas fuentes.

Si se compara el total calculado aportado por el Paraná Superior y el Paraguay (123.043.000 t/año) con el resultado en la estación del Túnel Subfluvial (99.477.000 t/año) la diferencia resulta del orden del 20%. En esta estación no pasa el total del río Paraná por lo que el cierre presenta una diferencia del orden del 20%.

Otra observación de interés a partir del análisis efectuado es la influencia que tiene el período de registros analizado en las cantidades de sedimentos aportados. En efecto, como ya se expresara, a partir de la utilización de todos los registros de la serie de cada estación (Agua y Energía Eléctrica, 1991) el aporte del Bermejo resulta de alrededor de 90.000.000 t/año; mientras que para el análisis efectuado en el período 1969-89 el aporte del mismo río fue de alrededor de 123.000.000 t/año. Se considera que entre estos órdenes de magnitud se encuentra el aporte anual del río Bermejo al sistema Paraguay-Paraná-de la Plata.

4.1.2. Comportamiento del sistema Delta del Paraná y río de la Plata

Hasta aquí se ha analizado el comportamiento del sistema hasta prácticamente la desembocadura del río Paraná en la zona del Delta. Como se ha señalado, el transporte de sedimentos del río Paraná

se compone en general de arenas y de limos, con menor proporción de arcillas.

Como también se expresara, a los efectos del análisis del sistema fluvial en la escala aquí considerada, el transporte de arena se produce a una tasa que es la correspondiente a la capacidad de saturación, razón por la cual puede computarse a partir de fórmulas tales como la de Engelund-Hansen, que arroja un valor del transporte total de arenas del orden de 25 millones de toneladas al año (Amsler, M.; 1995). Considerando una densidad promedio de un depósito de arena del orden de $1.700 \pm 100 \text{ kg/m}^3$, el transporte citado equivale a un volumen cercano a 15 millones de metros cúbicos anuales.

Los limos y las arcillas son transportados por el río Paraná como carga de lavado. No existen límites prácticos para la cantidad de sedimento transportado por la corriente de agua en este modo de transporte. Debe recordarse que en todos los análisis efectuados a lo largo del estudio se ha considerado como carga de lavado a la fracción fina (limos más arcillas) del transporte en suspensión medido en las estaciones de aforos sólidos utilizadas. Si bien esto no es estrictamente cierto, ya que se considera a la carga de lavado constituida por tamaños de partículas que se encuentran en muy pequeñas cantidades en una muestra del lecho (van Rijn, L.; 1993) resulta aceptable a los fines prácticos y para el cumplimiento de los objetivos del estudio. Por otro lado, no existen mediciones específicas a lo largo del sistema que permitan una determinación más precisa del límite entre carga de lavado y en suspensión.

Tal como se expresara en el punto anterior, el río Paraná recibe un aporte de material sólido en

suspensión total (fino más grueso) del orden de 100-120 millones de toneladas anuales (123 calculado para el período 1969-89) en la confluencia con el río Paraguay. A partir de los estudios efectuados puede considerarse como base para el análisis que alrededor de 100 millones de toneladas anuales constituyen el aporte de fracción fina (fundamentalmente limos) debido al río Bermejo.

Es oportuno señalar en este punto que algunos estudios antecedentes (Amsler, M.; 1995) dan un valor del transporte de partículas de limos y arcilla en el Paraná en el orden de 145 millones de toneladas anuales. El mismo fue determinado a partir de datos del período 1976-81 y considerando como diámetro límite de la carga de lavado un valor de 31 μm . Si bien se está en los mismos órdenes de magnitud, se resalta el hecho ya mencionado de la variabilidad de los aportes sólidos calculados en función de los períodos considerados.

En cuanto a la densidad de los depósitos de limo puede tomar un valor variable entre 1.100 y 1.600 kg/m^3 , dependiendo del diámetro de las partículas, el tipo de sedimento y el tiempo de consolidación/deposición.

Se ha caracterizado entonces el aporte sólido del río Paraná antes de la entrada al Delta. El Delta del río Paraná abarca una franja de tierras bajas, con una superficie total aproximada de 1.500.000 ha, que se inunda periódicamente debido fundamentalmente a las crecidas de los ríos Paraná, Uruguay y de la Plata. La zona del Delta está conformada por numerosos cursos de agua de distinta magnitud, naturales y artificiales, cuyo comportamiento hidrodinámico está sujeto a las condiciones de caudales aportados por los ríos Paraná y Uruguay

y a los niveles en el río de la Plata. El aporte líquido fundamental al sistema está dado por el río Paraná, siendo sus dos brazos principales en la zona inferior el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú, que llevan aproximadamente el 20 y 80% del caudal total del Paraná, respectivamente (Bombardelli, F.; Menéndez, A.; Brea, J.D.; 1997) (Figura N° 4.11).

En el extremo inferior de la zona del Delta, el río de la Plata constituye una hendidura en el litoral atlántico de Uruguay y Argentina que descarga las aguas de los ríos Paraná y Uruguay al océano Atlántico. Su longitud aproximada es de 290 km. El nivel de agua en el río de la Plata está determinado por la descarga fluvial, el régimen de mareas y los factores atmosféricos o meteorológicos.

Toda la zona del Delta del Paraná se encuentra afectada por la onda de marea que penetra en el río de la Plata. Dicha onda está alterada, entre otros factores, por la descarga fluvial, la resistencia al escurrimiento por la baja profundidad, la morfología del estuario y la configuración de la red de canales que conforma el Delta. Hacia aguas arriba, la onda de marea remonta los brazos del Delta y el río Paraná, considerándose que su efecto es totalmente despreciable recién a la altura de la ciudad de Rosario.

El análisis de la composición granulométrica de los sedimentos del lecho de los ríos Paraná de las Palmas y Paraná Guazú, y de los procesos geomórficos que les dieron origen, permiten concluir que el último de los cursos mencionados capta la mayor parte de los caudales líquido y sólido del río Paraná antes de la bifurcación (Amsler, M.; 1995). El Paraná de las Palmas puede llegar a transportar volúmenes importantes de arena en suspensión que deposita

material se produce a una tasa correspondiente a la capacidad de saturación. Esto implica que la capacidad de transporte de estas corrientes fluviales, en el supuesto caso de que se produzca un déficit en un aporte del sistema superior, será completada siempre por aportes sólidos tomados del lecho del río. Sobre este tema se volverá al analizar la influencia de cambios del aporte sólido del Bermejo en el sistema. Como consecuencia de los hechos señalados se concluye que la formación de bancos y depósitos de arena en el Delta depende del material aportado por los cauces principales del Paraná y no por los suministros en la Alta Cuenca. Cabe aclarar asimismo que, en términos generales, las corrientes del río de la Plata no tienen capacidad de arrastre suficiente para el transporte de arenas, lo que implica que las arenas que ingresan al Delta por transporte fluvial son depositadas en esa zona, pudiendo ser redistribuidas en algunos casos por acción del viento y/o por procesos litorales (acción del oleaje sobre playas).

Para el análisis de la deposición de limos y arcillas resulta conveniente caracterizar el comportamiento del sistema en aguas bajas y en aguas altas.

En el caso de aguas bajas, los limos son transportados como carga de lavado junto con la corriente de agua. En esta condición, las aguas fluyen por los cursos del sistema en forma encauzada, existiendo algunas pérdidas del material de la carga de lavado en brazos transversales y cuerpos de agua laterales, tales como lagunas y dársenas portuarias, donde se dan las condiciones de velocidad de la corriente que permitan su deposición. Consecuentemente, puede decirse que el limo es conducido con una eficiencia alta a la desembocadura de los

cauces fluviales en el río de la Plata.

En el caso de aguas altas se produce un intercambio entre el agua de los cauces y las masas de agua que inundan las planicies e islas del Delta. Cuando una masa de agua con carga de lavado ingresa en zonas inundadas de muy baja velocidad se produce la deposición de dichos materiales, contribuyendo de ese modo al crecimiento del Delta.

En cuanto a la tasa de avance del frente del Delta, cabe indicar que, en la situación actual, es del orden de 100 metros/año (Brea et al 1999 (1)). Sobre este punto merece destacarse un reciente trabajo de detalle sobre el avance del Delta del río Paraná (Sarubbi et al, 2004) Dicho estudio se ha basado en los documentos generados en el marco del PEA del río Bermejo en lo que hace a los aportes de este río al sistema.

La carga de sedimentos en suspensión es en su mayor parte aportada por el río Bermejo, que determina el permanente avance del Delta. En la actualidad es posible distinguir dos frentes principales de avance, uno en torno al Paraná Guazú y otro asociado al Paraná de las Palmas. Para el primero, las tasas de avance están comprendidas entre 0 y 25 m/año, mientras que para el Paraná de las Palmas se llegan a valores entre 50 y 100 m/año. (Pittau et al, 2003)

El estudio descripto en este punto ha llegado a interesantes conclusiones sobre el avance del frente del Delta del Paraná (Sarubbi, 2007). Se basó sobre una exhaustiva recopilación cartográfica histórica del frente del Delta, obtenida de diferentes instituciones y organismos, como la Academia Nacional de Historia, Archivo General de la Nación, Biblioteca del Congreso, Biblioteca del Museo de Ciencias

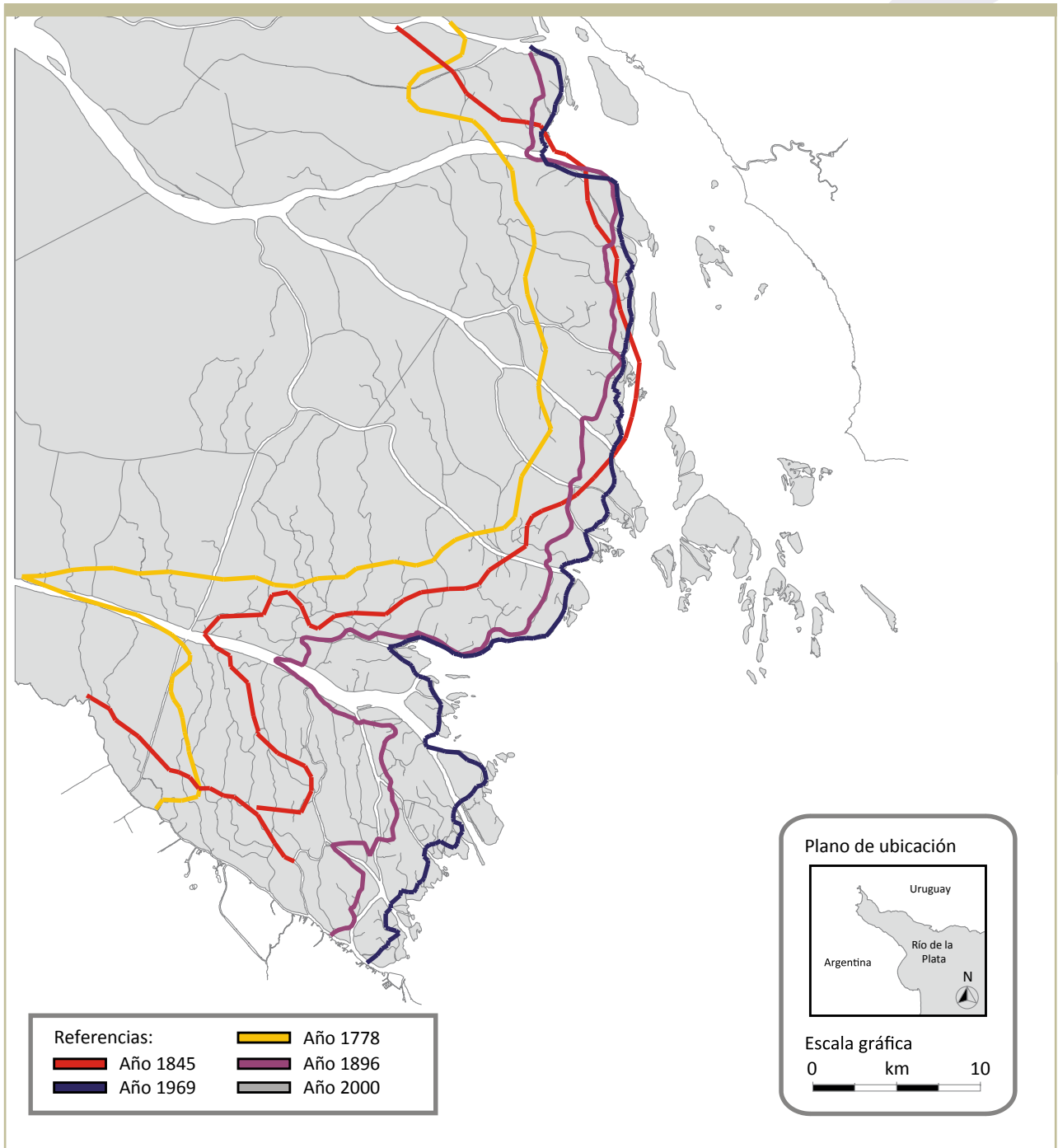


Figura 1.12
Frentes digitalizados para los años 1778, 1845, 1896, 1969 y 2000

Naturales de La Plata, Departamento de Geodesia de La Plata e Instituto Geográfico Militar. El material recopilado comprende 53 mapas que cubren una extensión temporal de 400 años, desde el siglo XVI hasta el siglo XX. Dicho material fue seleccionado priorizando la información que se brindaba sobre la posición del frente del Delta.

Además se contó con un plano de avance del frente del Delta confeccionado por la Comisión Administradora del Río de la Plata (representando al frente en los años 1896, 1905, 1926, 1969 y 1984) y con imágenes satelitales del Instituto Geográfico Militar (IGM) y de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE). Estas imágenes corresponden a los años 1994 (IGM), 2000 y 2002 (CONAE) (Sarubbi, 2007). A modo de ejemplo, se presentan en la Figura 4.12, extraída de la referencia, los frentes digitalizados de las cartas que se consideraron más aptas para el desarrollo de estudio.

Del mismo modo, la Figura 4.13 muestra el incremento areal del frente del Delta entre 1896 y 2002.

Para vincular el avance del frente con el aporte continuo de sedimentos, se implementó un modelo hidrodinámico y sedimentológico que simula el mecanismo de avance del Delta. El mismo fue desarrollado con el objetivo de representar las tendencias de avance del frente del Delta a gran escala durante todo el siglo XX (Sarubbi, 2007).

Llegamos de este modo al eslabón final del sistema Bermejo-Paraguay-Paraná-Delta y río de la Plata: el Río de la Plata.

Las Figuras 4.14 y 4.15 muestran, respectivamente, una vista aérea del Delta del río Paraná, una del Delta y estuario del río de la Plata.

A los efectos del presente análisis, el río de la

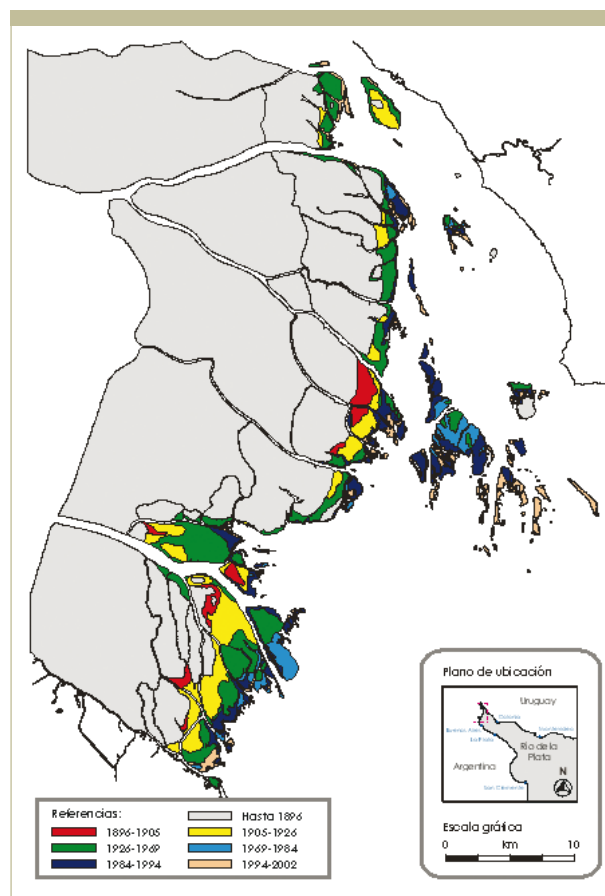


Figura 4.13
Incremento areal del Delta del río Paraná

Plata puede dividirse de la siguiente manera: (Figura N° 4.16):

- río de la Plata Superior, desde el frente del Delta hasta una línea imaginaria desde las ciudades de La Plata hasta Colonia;
- río de la Plata Medio, zona canal Intermedio, desde la línea La Plata–Colonia hasta la altura de la Torre Mareográfica Oyarbide, en el Km 121 del canal navegable principal;
- río de la Plata Exterior, zona externa de la Barra del Indio.

El río de la Plata Superior es la zona de mayor actividad fluviológica. En particular se produce el relleno del lecho debido a la deposición de limos en el fondo del estuario y la formación de bancos de materiales limosos en el frente del Delta.

En relación con los dragados de mantenimiento de los canales de navegación en esta zona cabe indicar que en su estado al año 1999, con una profundidad de 9.75 metros al cero de las cartas náuticas y con anchos de solera del orden de 100 metros, los volúmenes de mantenimiento medios anuales son del siguiente orden de magnitud (Tabla 4.8):

Tabla 4.8
Volúmenes dragados de mantenimiento en canales

Canales	Volumen de mantenimiento
Mitre	4.000.000 m ³ /año (5.400.000 tn/año)
De Acceso	1.000.000 m ³ /año (1.350.000 tn/año)
De Acceso Norte y Sur	1.000.000 m ³ /año (1.350.000 tn/año)
Martín García	7.000.000 m ³ /año (9.450.000 tn/año)

Los materiales dragados son casi exclusivamente limos. Para la transformación a peso se ha considera-

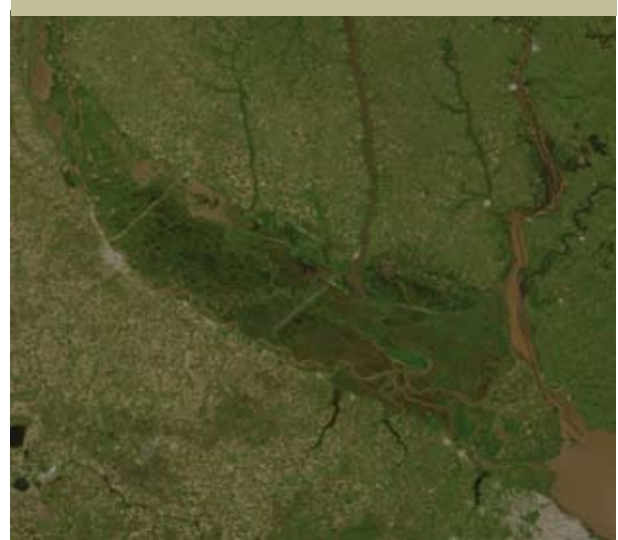


Figura 4.14
Vista aérea del Delta del río Paraná



Figura N° 4.15
Delta del río Paraná y estuario del río de la Plata.

do una densidad de 1.350 kg/m^3 . La ubicación de los canales puede observarse en la citada Figura 4.15.

En consecuencia, el monto total de sedimentos depositados en los canales navegables principales de este sector del río de la Plata resulta del orden de 17.550.000 toneladas anuales.

Si consideramos, tal como se indicara más arriba, que el aporte de finos del Bermejo al sistema es de unos 100 millones de toneladas anuales, los sedimentos depositados en los canales del río de la Plata Superior representan aproximadamente un 17% de dicho aporte. Se concluye que el porcentaje restante (83% menos lo que queda en el Delta) se deposita en parte en el lecho del estuario, fuera de la zona de los canales, y otra parte se transporta hacia el río de la Plata Exterior y el océano Atlántico.

En el río de la Plata Medio existe aproximadamente un equilibrio entre el sedimento entrante y saliente. Consecuentemente no se producen grandes cambios fluviomorfológicos en esta zona.

En lo que se refiere al río de la Plata Exterior, allí se ubica la llamada Barra del Indio. Esta constituye una elevación del lecho en la boca exterior del río que se produce debido a la decantación en aguas salobres de las partículas más finas de la carga de lavado proveniente del río Paraná. Los tamaños de partículas en esta zona son en general menores a 15 micrones, y las densidades de depósito inicial en el lecho y en los canales navegables son del orden de los 1.100 kg/m^3 .

En relación a los dragados de mantenimiento del canal de navegación Punta Indio, ubicado en la zona, en su estado actual, con una profundidad de 9.75 metros al cero de las cartas náuticas y con anchos de solera del orden de 100 metros, los vo-

lúmenes de mantenimiento medios anuales son del orden de $5.000.000 \text{ m}^3/\text{año}$. Considerando la densidad de los depósitos, ello equivale a 5.500.000 toneladas de sedimento seco cada año.

De todo lo expuesto surge que, para el mantenimiento de los canales navegables del río de la Plata, resulta necesario remover aproximadamente 23 millones de toneladas de sedimento cada año. Esta cifra representa, en términos globales, el 23% del peso total de los sedimentos aportados por el Bermejo.

El 77% restante se repartiría entre depósitos en la zona del Delta, el lecho del río de la Plata fuera de la zona de canales, y el océano. Este último porcentaje representa en términos de volumen unos $56.000.000 \text{ m}^3/\text{año}$. Si se lo considera uniformemente distribuido sobre el río de la Plata Superior (aproximadamente 3.340 km^2) daría una tasa de crecimiento del lecho del río de 1.7 cm/año , mientras que si se considera el total del río de la Plata (aproximadamente 21.320 km^2) la tasa se reduce a 0.26 cm/año . Cualesquiera de los valores que se considere, el cálculo realizado permite confirmar los análisis efectuados, ya que en líneas generales el lecho del río de la Plata mantiene aproximadamente constante su cota de fondo salvo en la zona de la Barra del Indio y, además, como se indicara, parte del material fino queda en la zona del Delta y en el océano.

4.1.3. Incidencia de la carga sólida del Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-de la Plata con acciones en la Alta Cuenca del Río Bermejo

Hasta aquí se han presentado los estudios vinculados a determinar la incidencia de la carga

sólida aportada por el río Bermejo en el sistema Paraguay-Paraná-Delta y río de la Plata en la situación actual.

En este punto se efectúan los análisis tendientes a determinar la afectación que distintos escenarios de acciones en la Alta Cuenca del Río Bermejo podrían generar en la carga sedimentaria tanto del Bermejo Inferior como de los demás ríos del sistema.

Los estudios correspondientes a las conclusiones aquí presentadas se encuentran en la referencia (Brea et al, 1999 (1)).

Los escenarios de aplicación desarrollados fueron los siguientes:

Cuenca del Río Bermejo Superior

En este caso los escenarios estudiados fueron:

- situación con las presas proyectadas;
- situación con intervenciones de mitigación en las subcuencas de los ríos Iruya y Pescado.

En el primer caso se consideró la construcción de los aprovechamientos de Las Pavas y Arrazayal, sobre el río Bermejo, y Cambarí, sobre el río Tarija. Para los cálculos se asumió que, por efecto de la sedimentación en el embalse, las presas atrapan la totalidad de los sedimentos provenientes desde aguas arriba de la Cuenca.

El proceso de sedimentación en los embalses genera una mayor tendencia a la erosión del cauce en los tramos aguas abajo de los mismos. El aumento del proceso erosivo genera una incorporación mayor de sedimento en el flujo líquido, de modo de equilibrar la menor alimentación de sedimento desde la zona aguas arriba de la Cuenca. En sínte-

sis, el resultado final obtenido es de una ligera disminución de los volúmenes transportados, efecto que desaparece por completo después de recibir los aportes de los afluentes Iruya y Pescado.

El proceso erosivo que se desplaza hacia aguas abajo tiende a una situación de equilibrio a largo plazo con una menor pendiente longitudinal del cauce, que se traducirá en una disminución de la capacidad de transporte sólido.

En el otro escenario analizado se consideró la reducción del aporte sólido del sistema Iruya-Pescado al Bermejo Superior, en tres condiciones: a un 75%, 50% y 25% del volumen de aporte total anual actual de arenas.

Estas disminuciones del aporte sólido se consideran producidas por efecto de potenciales intervenciones en el territorio, tales como acciones difusas (prácticas agropecuarias especiales, de reforestación, etc.) o construcción de obras de retención de sedimentos en la red fluvial (como protecciones de márgenes, obras transversales de interceptación, cuencas de depósito, etc.). La falta de asociación de los escenarios a obras concretas se basa sobre la ya señalada dificultad para identificar políticas factibles de manejo de cuencas que afecten significativamente la carga sólida de los ríos de la Cuenca del Bermejo, lo que motivó que los escenarios de análisis efectivamente utilizados consideren directamente disminuciones porcentuales en las cargas sólidas aportadas para cada caso de interés, de modo de conocer cuál es la respuesta del sistema a tal solicitud, independientemente de la potencial causa que pueda generarla (Brea et al 1999 (3)). Lo expresado vale también para la cuenca del río San Francisco.

La reducción del aporte sólido del sistema Iru-

ya-Pescado a un 75% del valor actual puede asociarse a una hipótesis de intervención difusa en el territorio, con prácticas especiales de protección contra la erosión del suelo. El resultado obtenido en este caso indica que una eventual reducción del 25% en el aporte sólido del sistema Iruya-Pescado produciría una reducción del 6% en Pozo Sarmiento y del 3% de las arenas transportadas en la Junta de San Francisco.

La reducción del aporte sólido a un 50% del valor actual, por su magnitud, puede asociarse además de a una intervención difusa en el territorio a la construcción de obras de retención de sedimentos en la red fluvial secundaria. El resultado obtenido en este caso indica que una eventual reducción del 50% en el aporte sólido del sistema Iruya-Pescado produciría una reducción del 9% en Pozo Sarmiento y del 4% de las arenas transportadas en la Junta de San Francisco.

Finalmente, la reducción del aporte sólido a un 25% del valor actual supone, además de una intervención difusa en el territorio y a la construcción de obras de retención de sedimentos en la red fluvial secundaria, la construcción de obras importantes en el cauce principal del río Iruya (protecciones de márgenes, grandes obras transversales de retención de sedimento, deflectores de sedimento y/o generación de cuencas de sedimentación, etc.). El resultado obtenido en este caso indica que una eventual reducción del 75% en el aporte sólido del sistema Iruya-Pescado produciría una reducción del 11% en Pozo Sarmiento y del 6% de las arenas transportadas en la Junta de San Francisco.

Es de resaltar la poca influencia que tienen fuertes reducciones del aporte de arenas en la cuenca

más productora de sedimentos, en la morfología del tramo de río Bermejo Superior aguas abajo y en los aportes de arena hacia la Cuenca Inferior del Río Bermejo.

Sobre la influencia del corte en el aporte de materiales finos (limos y arcillas) deben hacerse algunos comentarios. Como ya se expresara, el modelo numérico utilizado no simula el sedimento fino en suspensión. Dadas las características de los ríos de la red, puede afirmarse que el transporte de finos se realiza como carga de lavado en todo el río Bermejo Superior. En estas condiciones, dicho río no “sentiría” reducciones en el aporte de finos, quedando determinada la concentración de limos y arcillas por la cantidad de estos materiales aportada a la corriente y no por la capacidad de ésta para transportarla.

Lo expresado estaría indicando que reducciones de las cantidades de sedimento fino aportadas, por ejemplo, en el sistema Iruya-Pescado, se reflejarían casi sin alteraciones a la salida de la Cuenca, en la Junta de San Francisco. Si bien esto es cierto en teoría, en la práctica la situación es más compleja, entrando en juego otros factores, tales como cambios morfológicos, reincorporación de finos de las planicies inundables y de las márgenes, que hacen que exista una recuperación de materiales finos.

En el caso del Bermejo Superior, la disponibilidad de finos en el lecho resulta escasa (a partir de los análisis granulométricos efectuados), mientras que el aporte puede ser mayor desde las márgenes barrancosas del último tramo.

Puede apreciarse la enorme dificultad que presenta intentar cuantificar cuál es el grado de recuperación de finos en el río en relación con po-

tenciales cortes en el suministro de los mismos en las cuencas de aporte. No obstante, los balances de transporte en la red realizados permiten afirmar que dicho grado es mínimo en relación a los escenarios de reducción analizados y teniendo en cuenta, además, la escala de análisis y los objetivos del estudio.

Por otro lado, se puede asumir de todos modos que existe una reducción del sedimento fino en suspensión, asociada a la reducción del sedimento grueso en suspensión, pero cuya relación no es fácil de predecir, dependiendo de las medidas adoptadas y de la reacción morfológica del sistema fluvial a tales cambios de aporte sólido.

Obras de mitigación del tipo difuso (prácticas agropecuarias adecuadas, reforestación) actúan más sobre la reducción de la fracción fina, mientras que las medidas estructurales (protección de laderas, obras transversales en la red fluvial) lo hacen más sobre la fracción gruesa. De todos modos, en ambos tipos de intervención se tendrá una reducción en ambas fracciones.

Cuenca del río San Francisco

A los fines de evaluar cómo se comporta el sistema ante una variación de la carga sólida aportada se realizó una corrida considerando una reducción del aporte sólido grueso en la sección de inicio del río Grande, del 30 % del aporte total. Una reducción del monto mencionado puede asociarse a acciones difusas en la cuenca, como prácticas agropecuarias especiales de protección del suelo.

Los resultados obtenidos resultan coincidentes a lo observado en el río Bermejo Superior. La dis-

minución del caudal sólido grueso ingresante al río Grande se traduce en una erosión en las primeras secciones, con menores deposiciones en la zona anastomosada que las verificadas en la situación actual. Al incorporarse los tributarios, el río toma las mismas características que en la modelación del escenario actual, por lo que se concluye que la reducción del caudal sólido modelada es recuperada casi en su totalidad en el mismo río Grande y parte en el San Francisco, sin afectar al resto del sistema, esto es, sin variaciones en el aporte al río Bermejo Inferior en la Junta de San Francisco.

Es oportuno resaltar las limitaciones de datos básicos disponibles en este sistema (Brea et al 1999 (1)) que hacen que los resultados obtenidos de la modelación deban considerarse cualitativamente. Este hecho, sumado al considerablemente menor aporte sólido del río San Francisco frente al del Bermejo Superior (20% vs 80% del total ingresante al Bermejo Inferior) motivó no analizar otros escenarios.

Incidencia en el Bermejo Inferior

Como se describe en el Capítulo 3, se implementó el modelo morfológico del río Bermejo Inferior, desde la Junta de San Francisco hasta la Ruta N° 11, en la cercanía de las localidades de L. V. Mansilla (Formosa) y Colonia Vélaz (Chaco).

Sobre la base de una intensa recopilación de antecedentes y realización de tareas de campo específicas, se obtuvo un importante avance en el conocimiento del funcionamiento fluviomorfológico del sistema, fundamental para el desarrollo de un modelo que diera resultados confiables (Brea et al 1999 (2)).

En consecuencia, se logró una excelente representación del comportamiento fluviomorfológico del río Bermejo Inferior, más aun si se tiene en cuenta la alta complejidad del sistema que combina fuertes procesos de erosión/deposición en el lecho con materiales de diferentes características, desbordes en diferentes puntos del curso de agua y escasa información básica específica.

Se ha identificado que el sistema en sus condiciones actuales parece encontrarse en equilibrio desde el punto de vista del transporte sólido (Brea et al 1999 (2)), verificándose una concordancia entre el aporte sólido en suspensión aportado al Bermejo Inferior desde la Alta Cuenca (Bermejo + San Francisco) y el transporte medido en El Colorado, cerca del final del tramo estudiado (unos 100 millones de toneladas anuales en cada caso).

Parte del material ingresado en la Junta de San Francisco es depositado en el tramo y es compensado con la erosión del lecho y márgenes del río en épocas de crecida, lo que da la equivalencia entre el material que entra y sale del sistema. En el Capítulo 3 se presentan gráficos, análisis y corridas del modelo en los que se fundamentan estos comentarios (Brea et al 1999 (2)).

Los escenarios de cambio en el aporte sólido al Bermejo Inferior en la Junta de San Francisco analizados fueron:

- reducción del aporte de arenas a un 70% respecto del actual;
- reducción del aporte de arenas a un 30% respecto del actual.

Cabe consignar que la situación con las presas proyectadas en la Alta Cuenca, de acuerdo con los resultados presentados del modelo del Bermejo

Superior, no genera cambios en el aporte de arenas a la Cuenca Inferior, razón por la cual no fue considerada esa hipótesis.

Las reducciones del aporte sólido en el sistema Iruya-Pescado analizadas producen como máximo una disminución del transporte de arenas en la Junta de San Francisco del 6% con respecto a la situación actual. Esta pequeña variación resultó imperceptible al ser analizado su impacto en la morfología del Bermejo Inferior.

Esto motivó la selección de los dos escenarios consignados, que constituyen reducciones del aporte sólido grueso más severas. De esta manera pudo analizarse la respuesta del sistema ante tales solicitaciones aunque las disminuciones estudiadas no puedan ser asociadas a obras o políticas de manejo concretas en la Alta Cuenca.

Como resultado se obtuvo que, en ambas condiciones, la recuperación de las arenas se produce rápidamente. Aguas abajo de la Junta de San Francisco existe un amplio tramo de río anastomosado (aproximadamente hasta el Paraje El Colgado) en el que se produce el depósito de gran parte de las arenas transportadas en la situación actual y de donde se recuperan las arenas en los escenarios de reducción analizadas.

También en este caso resultan válidas las consideraciones realizadas sobre los impactos de las reducciones de finos en la Alta Cuenca. En este caso, las posibilidades de recuperación de limos son mayores en el Bermejo Inferior debido a las características del lecho y márgenes de este río. También en este caso resulta imposible cuantificar dicha recuperación, lo que sólo podrá lograrse con mediciones de campo una vez efectivizadas obras de

retención aguas arriba. Los balances del transporte sólido en suspensión en el sistema, ya presentados, estarían indicando la escasa significación de las recuperaciones de limos de lecho y márgenes.

Incidencia en el Delta del Paraná y río de la Plata

En cuanto a la incidencia que los cambios en los aportes sólidos del río Bermejo puedan tener en la conformación del Delta del río Paraná, es conveniente, como ya se hiciera, analizar separadamente el comportamiento de las arenas y el de los finos.

Puede afirmarse que el volumen anual de arenas que ingresan al Delta no será afectado por eventuales variaciones de aporte de arenas del Bermejo al río Paraguay por las siguientes razones:

- los lechos de los cauces principales del río Paraná son de arena y, como ya se expresara, el transporte de arena se produce a una tasa correspondiente a la capacidad de saturación del transporte. Por lo tanto, la capacidad de transporte del Paraná, en el supuesto caso de que se produzca un déficit en un aporte del sistema superior, será completada siempre por aportes sólidos tomados del lecho del río. La longitud de recarga del transporte a partir de las existencias de arena en el lecho se produce en longitudes reducidas (orden de magnitud de 1 km) frente a la longitud de desarrollo del río Paraná desde Corrientes hasta el río de la Plata (del orden de 1.000 km);
- más allá de que el río Bermejo no se caracteriza por tener un importante aporte de arenas al sistema, quedó demostrado en los puntos anteriores que las reducciones del monto de dicho material analizadas en los escenarios descriptos

quedan recuperadas dentro de la Cuenca del Bermejo.

Como consecuencia, se concluye que la formación de bancos y depósitos de arena en el Delta seguirá con su ritmo normal, no siendo afectadas por posibles políticas de manejo en la Alta Cuenca del Bermejo que generen reducciones del aporte de arenas.

En cuanto a la deposición de limos y arcillas, como ya se dijo, en el caso de aguas bajas, las aguas se mantienen encauzadas, sin desbordes, y los limos son transportados como carga de lavado con una alta eficiencia hasta la desembocadura de los cauces en el río de la Plata. En aguas altas se verifican desbordes en planicies y zonas de islas que generan deposiciones de limos en las mismas, contribuyendo de este modo al crecimiento del Delta.

Se concluye que una reducción de la concentración de sedimentos de la carga de lavado del Paraná tendría el efecto de atenuar la velocidad de crecimiento del Delta por deposición de limos. Desde el punto de vista de la infraestructura, dicha reducción implicaría menores tasas de sedimentación en recintos portuarios laterales del sistema (fuera del cauce principal) y una disminución del volumen de sedimento a procesar en plantas de tratamiento de aguas.

Por otro lado, no es esperable que sucedan procesos erosivos en el Delta del Paraná por esta causa.

La tasa de avance del frente del Delta, que en la situación actual es del orden de 100 metros/año, resultará evidentemente afectada, siendo su reducción aproximadamente proporcional a la de la concentración de limos en las aguas del Paraná.

Puede decirse, simplificando el funcionamiento del sistema, que las arenas tienen más peso en el crecimiento del Delta en longitud y que los limos lo tienen en el crecimiento en cota. En efecto, en el frente del Delta se forman depósitos de arena que determinan zonas de baja velocidad donde existen condiciones favorables para la deposición de los finos. La complejidad del fenómeno descrito y la ausencia de datos específicos impiden cuantificar cada uno de los procesos y, en consecuencia, la incidencia que tendrían reducciones del aporte de limos.

El río de la Plata Superior constituye la zona de mayor actividad fluviomorfológica, produciéndose el relleno del lecho por deposición de limos en el estuario y la formación de bancos de materiales limosos en el frente del Delta.

Como consecuencia de una reducción del aporte de limos del río Paraná es esperable también en este caso una reducción de la tasa de crecimiento del lecho del río de la Plata Superior. Dado que, en términos generales, tanto el crecimiento del Delta como el relleno progresivo de esta zona del río de la Plata causan inconvenientes en la infraestructura y usos del sistema (en particular la navegación comercial y deportiva), puede concluirse que una reducción de la tasa de estos procesos no presentará inconvenientes prácticos.

Como ya se señalara, en el río de la Plata Medio no existe gran actividad fluviomorfológica, no siendo en consecuencia esperables efectos de eventuales acciones de control de finos en el Bermejo.

Finalmente, también en el río de la Plata Exterior, reducciones del aporte de finos del Paraná redundarán en disminuciones de las tasas de sedimentación.

Como se expresara anteriormente, para el mantenimiento de los canales navegables del río de la Plata resulta necesario remover aproximadamente 23 millones de toneladas de sedimento cada año, lo que representa, en términos globales, el 23% del peso total de los sedimentos aportados por el Bermejo.

En términos prácticos esto significa que sería necesario retener una proporción de 10 toneladas anuales de material fino en el sistema del Bermejo para lograr una reducción de 2.3 toneladas de sedimento dragado en los canales navegables del río de la Plata.

En la misma línea de análisis, y siempre considerando un aporte de finos del Bermejo de 100 millones de toneladas anuales, debería retenerse todo ese aporte en la Alta Cuenca para lograr una potencial eliminación total de los dragados de mantenimiento de los canales. Esta hipótesis, imposible de llevar a la práctica, permite descartar la posibilidad de prescindir de los dragados a partir de obras de retención en la Alta Cuenca.

A modo de ejemplo del impacto de una obra concreta, puede decirse que la construcción de las presas proyectadas en la Alta Cuenca (Las Pavas y Arrazayal, sobre el Bermejo, y Cambarí, sobre el Tarija) genera un corte del aporte de finos del orden de los 15 millones de toneladas anuales, valor obtenido homogeneizando las series de registros de aforos sólidos en suspensión en Balapuca (Bermejo) y Astilleros (Grande de Tarija). Este número será menor en la práctica debido a que se ha considerado, como simplificación, que las presas retienen todo el fino (en realidad las arcillas pasan) y a Cambarí afectando a todo el Grande de Tarija, cuando sólo cortará el aporte del Tarija.

Teniendo en cuenta lo analizado en puntos anteriores acerca de la posibilidad de recuperación de materiales finos del lecho y márgenes del río Bermejo Superior e Inferior, puede estimarse a los fines de este cálculo expeditivo de recuperación del 10%. De este modo, el río Bermejo estaría aportando al sistema unos 87 millones de toneladas anuales, en lugar de los 100 millones actuales.

Esto significa que la retención de finos generada por las presas del Bermejo se reflejaría en una reducción del dragado de unos 3 millones de toneladas de sedimento en los canales navegables del río de la Plata. Este valor fue calculado teniendo en cuenta que la proporción de los depósitos de finos en el Delta del Paraná y en el río de la Plata se mantendría como en la actualidad.

4.2. Replicabilidad de los estudios del río Bermejo en la cuenca del Plata

Uno de los objetivos de la segunda etapa del PEA fue analizar la replicabilidad de los estudios y metodologías desarrollados en la Cuenca del Río Bermejo al ámbito más amplio de la cuenca del Plata. Se presentan aquí los análisis realizados para cumplir el objetivo buscado.

La cuenca del Plata, tanto por sus dimensiones como por la diversidad geográfica que enmarca, presenta un gran desafío a la hora de realizar evaluaciones de los diversos procesos naturales que tienen lugar en la misma. La erosión superficial se encuentra dentro del conjunto de procesos que más relevancia tienen en la evolución de las cuencas, interactuando fuertemente con el hombre debido a

la proximidad de los asentamientos urbanos a los cursos de agua, siendo éstos el principal medio de transporte de los sedimentos removidos.

En este sentido, la diversidad de factores involucrados en los procesos erosivos y la complejidad de evaluarlos en detalle, en una superficie de una magnitud tan grande como la de la cuenca del Plata, requiere ser abordadas por lo menos cualitativamente para definir en primera instancia zonas de atención prioritaria caracterizadas por una susceptibilidad a la erosión.

En la primera etapa del PEA Bermejo (Brea et al, 1999 (1)) se aplicó la metodología de Gavrilovic para evaluar la tasa de producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Bermejo, a partir de lo cual se determinó el volumen de sedimentos producido anualmente en la Cuenca.

Esta metodología, descrita en detalle en el Capítulo 2, requiere que los datos se encuentren relevados con una resolución en el terreno que permita la adecuada representación de las variaciones espaciales de los parámetros. Esta resolución, al trabajar en cuencas de gran extensión, es difícil de conseguir por lo cual es necesario realizar una evaluación previa que marque zonas de acción prioritaria mediante el empleo de un menor número de parámetros y con una menor resolución en el relevamiento. Luego de la identificación de estas zonas puede centralizarse el estudio de los parámetros más significativos dentro de las mismas a fin de obtener resultados más precisos.

El área de estudio (la cuenca del Plata) comprende parte del territorio de los países de Argentina, Brasil, Bolivia, la totalidad de Paraguay y gran parte de Uruguay (Figura 4.17). La cuenca esta ubica-

da entre las latitudes 14° S y 37° S y las longitudes 43° O, 67° O, con una superficie aproximada de 3.100.000 km².

La cuenca del Plata se divide en tres subcuencas principales: del Paraguay, del Uruguay y del Paraná. La Cuenca del Río Bermejo se encuentra dentro de la subcuenca del río Paraguay.

Como se dijo anteriormente, este trabajo se basa sobre la metodología desarrollada por Gavrilovic. Esta metodología estima la cantidad de material producido por erosión superficial en una cuenca y que es transportado a la sección del río que la defi-

ne. El volumen de material producido anualmente en la cuenca, G, es:

$$G = R \cdot W \quad [\text{m}^3/\text{año}]$$

donde:

W: producción media anual de sedimento por erosión superficial.

R: coeficiente de retención de sedimentos.

El empleo de un Sistema de Información Geográfico (GIS) permitió subdividir la cuenca en celdas cuyo tamaño es función del grado de resolución de información disponible. Los parámetros dentro de

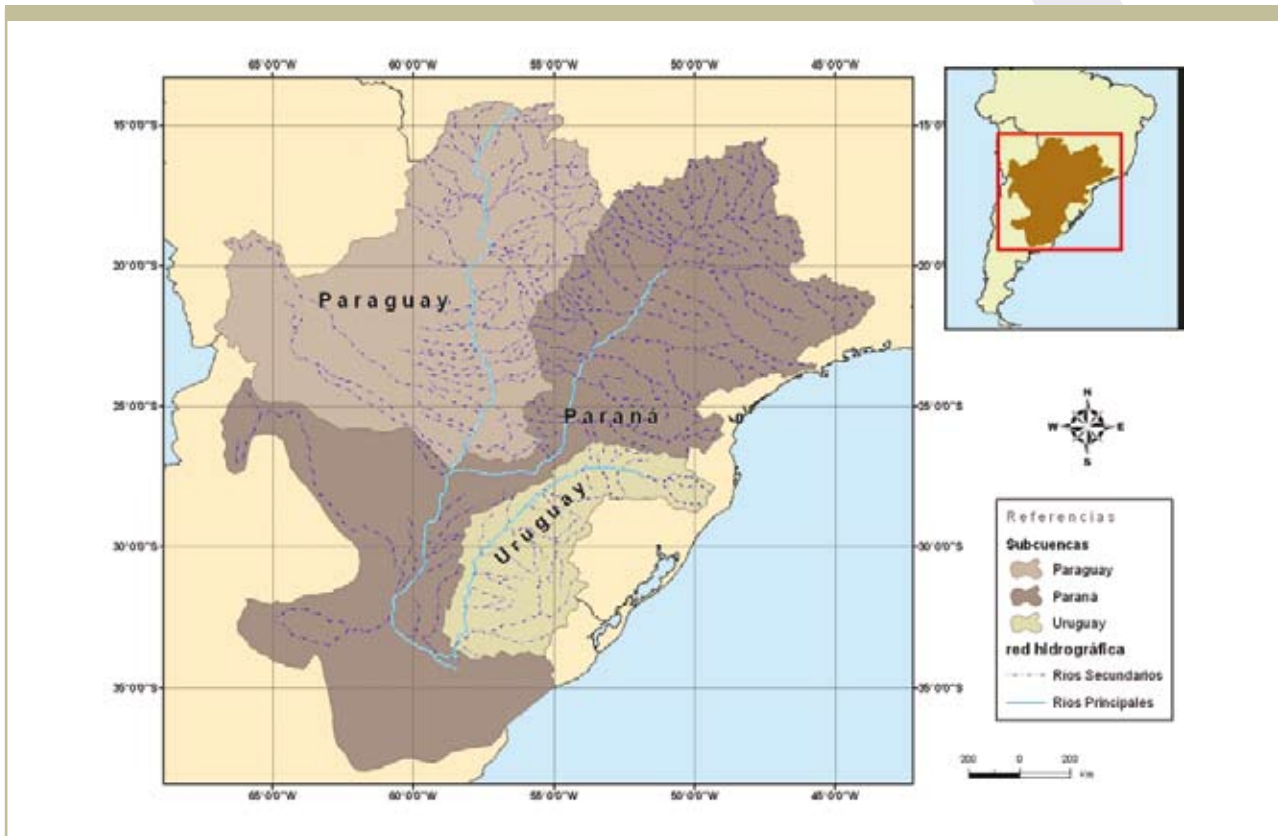


Figura 4.17
Cuenca del Plata con subcuencas principales.

cada celda se procesaron utilizando las expresiones del método (Capítulo 2) obteniéndose así la distribución espacial del aporte anual de sedimentos dentro de la cuenca.

Los datos disponibles para el estudio provienen del Instituto Geográfico Militar de la República Argentina y de la Agencia Nacional de Energía Eléctrica del Brasil y fueron los siguientes:

- del IGM, las cartas 1:250.000 digitalizadas para la región de la República Argentina;
- de ANEEL, “Trabajo de georreferenciamiento de datos de cuencas hidrográficas de Brasil de interés para el sector hidroenergético”, para el resto de los países que conforman la cuenca del río de la Plata.

La distribución de los datos topográficos disponibles permitió un tamaño de celda de 5.000 x 5.000 metros más allá del cual ya no se genera mayor definición en los resultados.

Por otra parte, el estudio realizado para determinar la producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo se realizó con celdas de 100 x 100 metros. Con este nivel de detalle la representación de la topografía es adecuada para considerar accidentes del terreno, como ser zonas de pendientes significativas, los cuales presentan una vulnerabilidad mayor en los procesos de remoción de sedimentos.

El modelo digital de terreno de la cuenca del Plata se presenta en la Figura 4.18 y muestra la heterogeneidad geográfica de la misma, con zonas correspondientes a geografía montañosa, al oeste de la cuenca, y con alturas de 5.500 metros sobre el nivel del mar, hasta de llanura.

La distribución espacial de las lluvias medias



Figura 4.18
Modelo digital de terreno de la cuenca del Plata

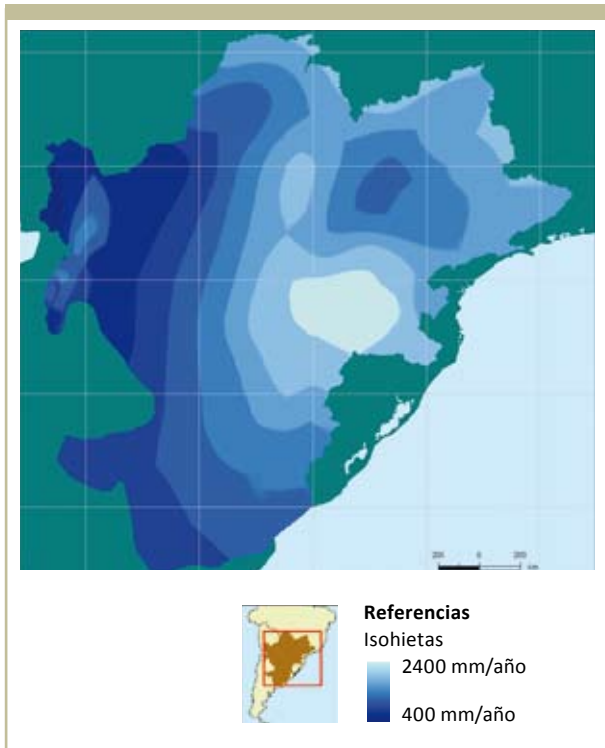


Figura 4.19
Isohietas dentro de la cuenca del Plata

anuales dentro de la cuenca presenta sus valores máximos en el noreste de la cuenca, sobre territorio brasileño, con valores de 2.400 mm/año, y los menores valores, del orden de 400 mm/año, en el oeste sobre territorio argentino-boliviano (Figura 4.19).

Con esta información de base se realizó una evaluación de la susceptibilidad a la erosión (S_E) en la cuenca, dividiéndola en celdas y empleando la información resultante del estudio realizado a nivel de la Cuenca del Río Bermejo. En función de los parámetros disponibles se modificó la metodología descrita en el Capítulo 2, como se expresa a continuación.

A partir de los resultados obtenidos en la Alta Cuenca del Río Bermejo, se buscó definir un parámetro de sencilla obtención para caracterizar la susceptibilidad a la erosión aplicable a la cuenca del Plata.

La susceptibilidad a la erosión de una determinada zona indica la tendencia de la misma a sufrir la degradación del suelo debida a procesos erosivos. Los factores de mayor influencia en la resistencia del suelo a estos procesos son las pendientes, las lluvias y el grado de protección del suelo. Es decir:

$$S_E = f(h, l, X)$$

donde:

S_E es la susceptibilidad a la erosión;

h es la precipitación media anual;

l es la pendiente;

X es el coeficiente de uso del suelo, que representa el grado de protección dado por la vegetación.

De los tres factores preponderantes, para el estudio de la cuenca se dispuso sólo de la distribución espacial de lluvias en la región y la topografía para poder evaluar las pendientes del terreno.

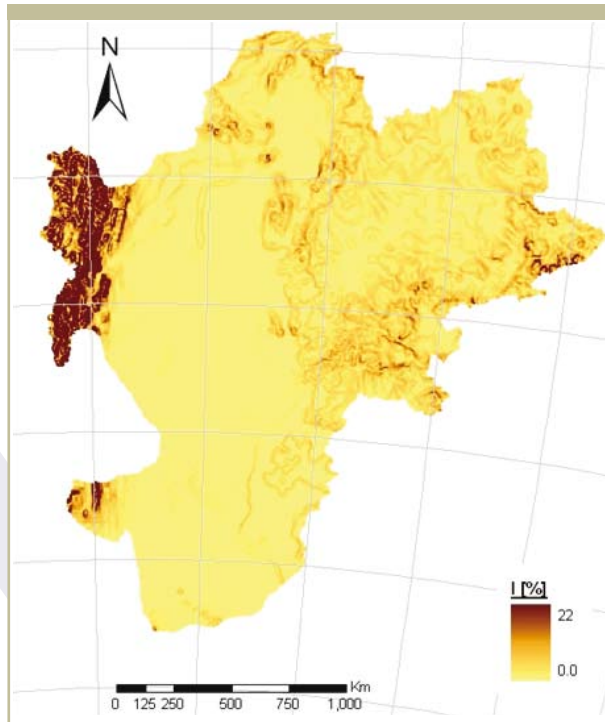


Figura 4.20
Mapa de pendientes para la cuenca del Plata

Con la topografía, representada en el modelo digital de terreno ya presentado, se determinó la distribución espacial de pendientes que se presenta en la Figura 4.20. Los valores se expresan en porcentaje siendo el valor 100% correspondiente a una pendiente dada por un ángulo de 45° respecto de la horizontal.

Las máximas pendientes en la figura precedente (22%) corresponden a un ángulo de aproximadamente 10° con respecto a la horizontal. Valores tan bajos en lugares donde las pendientes son mayores resultan del hecho de definir celdas de 5 kilómetros de lado, lo cual lleva a no representar adecuadamente ciertos accidentes topográficos.

Para trabajar en la cuenca del Plata empleando la información obtenida del estudio de la Alta Cuenca del Río Bermejo fue necesario, por lo tanto, contemplar el efecto de variar el tamaño de la celda y analizar si genera variaciones importantes que impidan su replicabilidad a una mayor escala.

En este marco, y con el fin de cumplir el objetivo planteado, se discretizó la Alta Cuenca del Río Bermejo con celdas de 100 x 100 metros y con celdas de 5.000 x 5.000 metros, lo que se muestra en la Figura 4.21.

Empleando en la expresión de Gavrilovic los datos disponibles para la cuenca del Plata, se definió un nuevo índice que representa solamente la influencia de las lluvias y de las pendientes, que surge de la siguiente expresión:

$$FPL = h \cdot (\varphi + \sqrt{I})^{\frac{3}{2}}$$

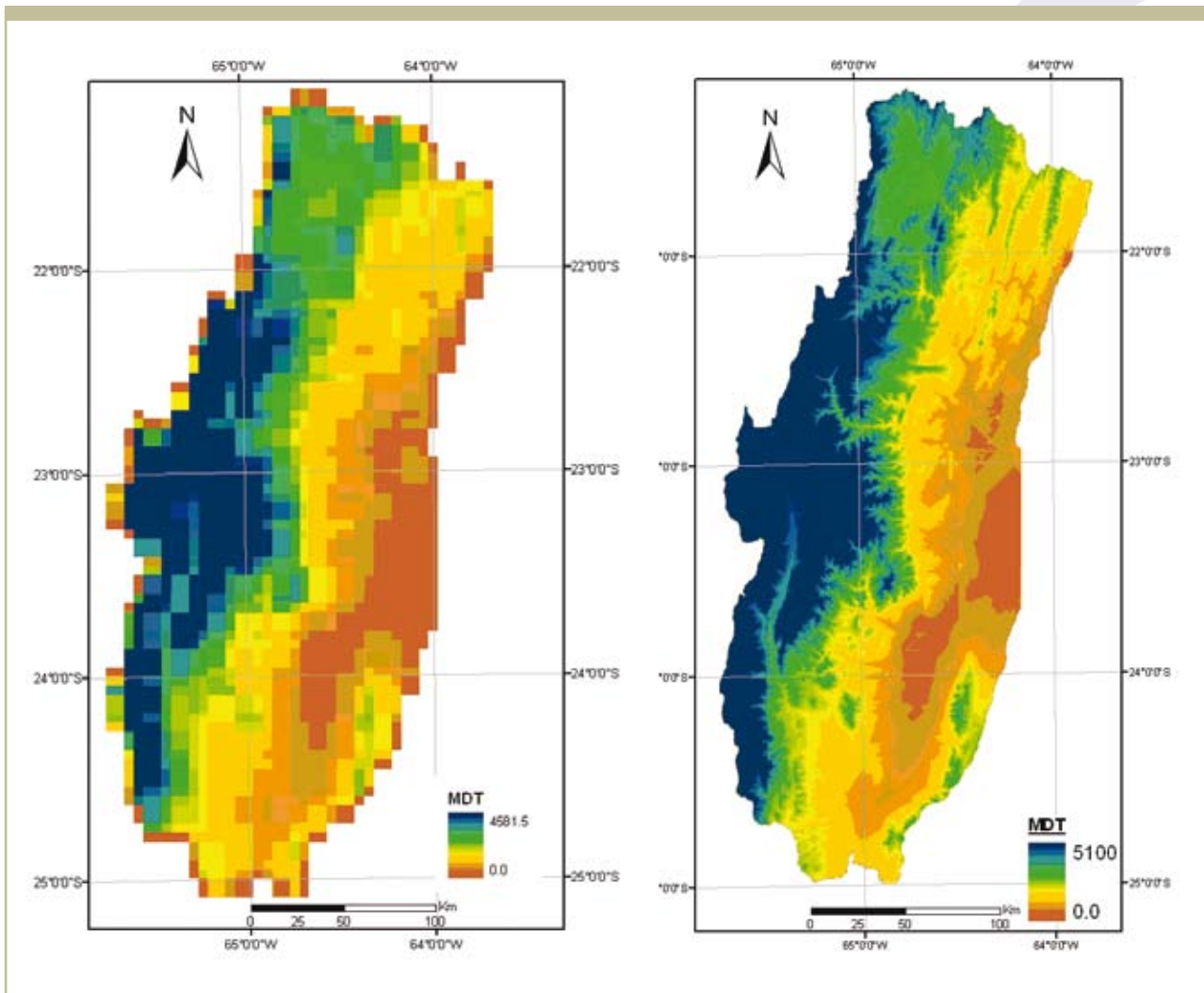


Figura 4.21
 MDT de la Alta Cuenca del Río Bermejo con celdas de 5.000 x 5.000 metros a la izquierda, y celdas de 100 x 100 metros a la derecha.

donde:

FPL es el factor de pendiente y lluvia;

ϕ es el coeficiente de Gavrilovic que evalúa los procesos erosivos observados.

El valor del coeficiente ϕ se fijó en 0,5 considerando que puede adoptar valores entre 0 y 1. Este

valor se estimó razonable teniendo en cuenta la diversidad topográfica de la cuenca y la extensión de la misma que hacen que un valor promedio, en ausencia de datos específicos, resulte aceptable.

La distribución espacial de dicho factor se muestra en la Figura 4.22 dentro de los límites de

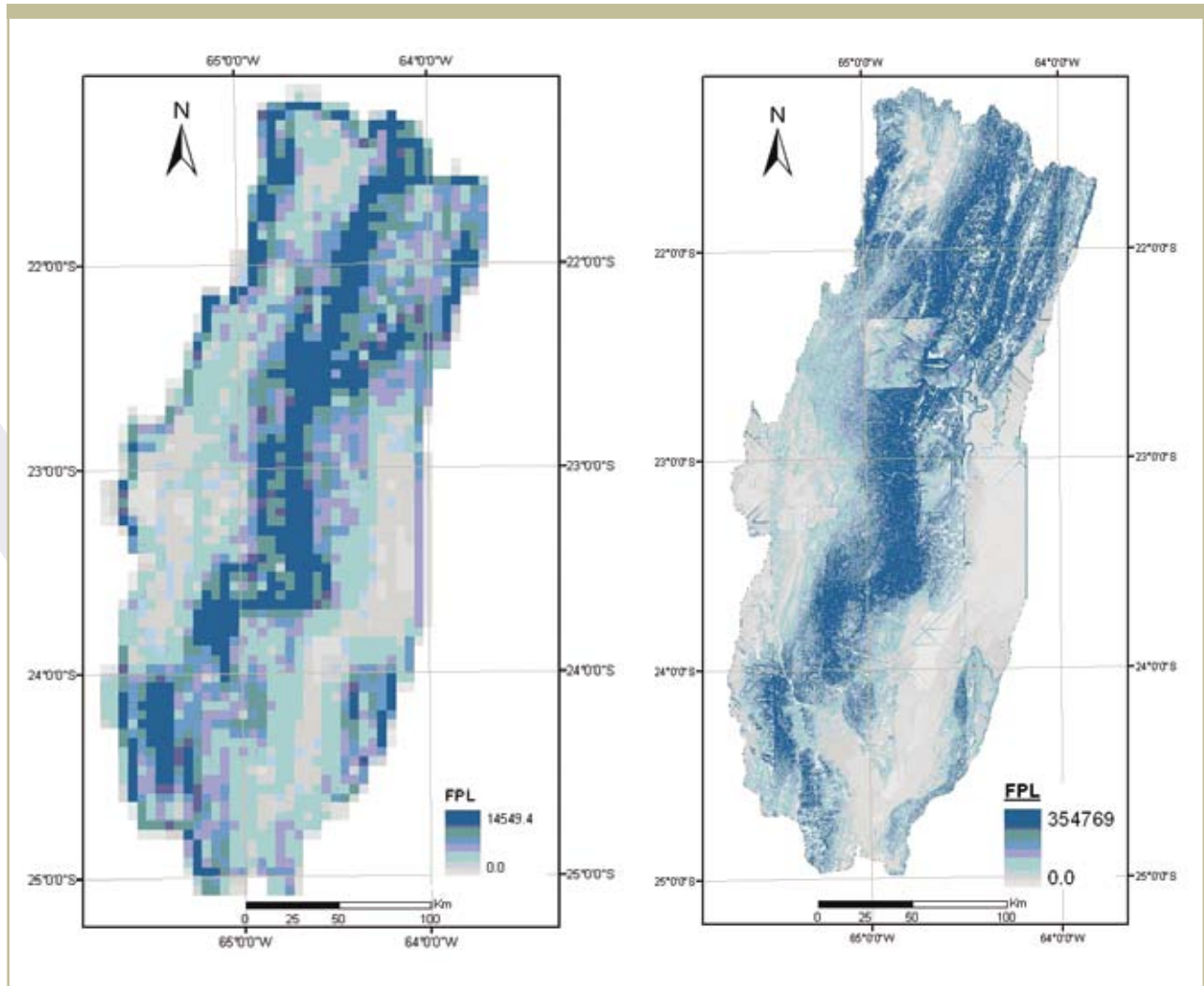


Figura 4.22

Distribución espacial del FPL dentro de la Alta Cuenca del Río Bermejo tomando celdas de 5.000 metros a la izquierda y de 100 metros a la derecha.

la Cuenca del Río Bermejo y para cada discretización del terreno.

Los valores difieren mucho de acuerdo con la utilización de una u otra discretización, resultando mucho menores al emplear celdas de mayor tamaño.

Por otra parte, puede observarse que cualita-

tivamente la distribución del FPL es semejante en ambas imágenes, de manera que éste puede ser empleado como un indicador de la susceptibilidad a la erosión independientemente de la escala de la celda definida y extrapolado a una cuenca de grandes dimensiones como la del Plata.

El factor FPL, dentro de los límites de la cuenca, se aprecia en la Figura 4.23.

Para validar de alguna manera la metodología empleada, se comparó el resultado obtenido con la categorización propuesta por Djorovic (Capítulo 2) el cual define, de acuerdo con el valor del parámetro Z (coeficiente de erosión de Gavrilovic), los umbrales de erosión de la Tabla 4.9.

El valor del parámetro Z dentro de la cuenca del Plata se calculó adoptando valores para X e Y iguales al promedio dentro del rango posible de valores para cada uno. Adoptándose X igual a 0.5 e Y igual a 1. El resultado se muestra en la Figura 4.24.

Se observó que ambas clasificaciones son similares, encontrándose diferencias debido al hecho de que el FPL considera el efecto de las lluvias.

De todos modos, el FPL calculado aparece como un buen parámetro indicador cualitativo de la susceptibilidad a la erosión. Se pueden definir, en función del mismo, áreas de atención prioritarias para densificar los relevamientos y realizar estudios puntuales que contemplen todas las variables.

Tabla 4.9
Clasificación de Djorovic

Z	Erosión
0.01 a 0.19	Muy Débil
0.20 a 0.40	Débil
0.41 a 0.70	Media
0.71 a 1.00	Intensa
1.01 a 1.50	Excesiva

De este modo quedan definidas áreas de semejante susceptibilidad a la erosión, a partir de las cuales pueden analizarse las posibilidades de emplear las metodologías desarrolladas para la Alta Cuenca del Río Bermejo en zonas acordes de la cuenca del Plata.

Desde este punto de vista resulta muy clara la similitud entre la Cuenca del Bermejo y la del Pilcomayo, ubicada al norte de la anterior. Puede tomarse esta situación como una validación de la metodología propuesta.

En resumen, el análisis presentado permite hacer una primera evaluación para determinar la replicabilidad de las metodologías y estudios desarrollados para cuencas de montaña, como lo es la Alta Cuenca del Río Bermejo, en zonas de la cuenca del Plata que al menos presenten valores zonales homogéneos del FPL.

En cuanto a la replicabilidad a la cuenca del Plata de estudios y metodologías desarrolladas para el Bermejo en su Cuenca Inferior –tales como el modelo morfológico unidimensional del río Bermejo Inferior, y el modelo bidimensional de evolución de meandros aplicado al río Bermejo en Puerto Lavalle, entre otros– y por tratarse de ríos de llanura, su aplicación a ríos de arenas resultará directa, no siendo necesario un análisis como el realizado para ríos de montaña.

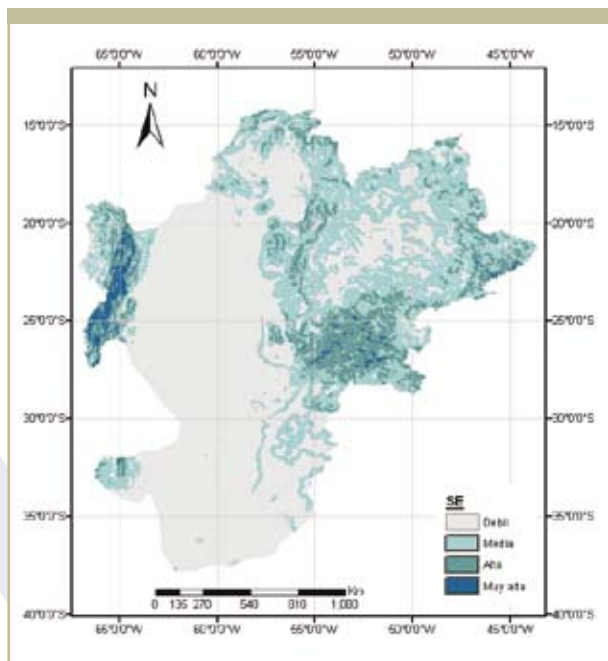


Figura 4.23
FPL para la cuenca del Plata

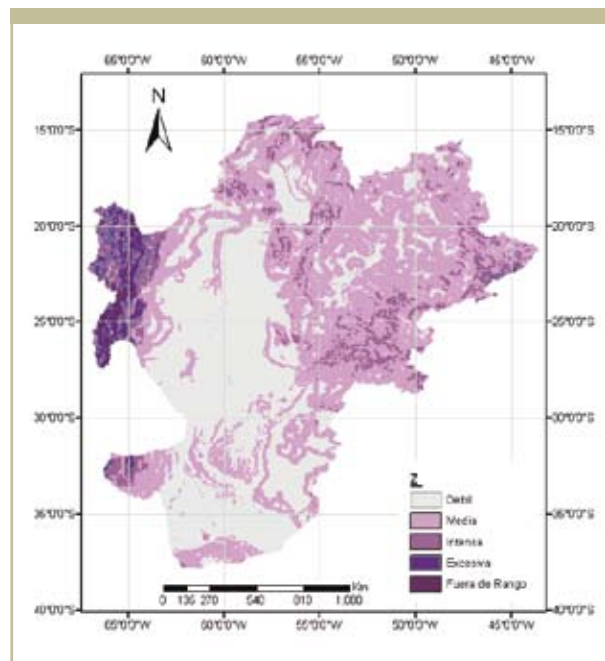


Figura 4.24
Clasificación según Dzorovic para la cuenca del Plata

5. Cambio climático y producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo

5.1. Tasa de producción de sedimentos con eventuales cambios en la variable climática

Los escenarios climáticos son representaciones acerca del clima futuro a partir de suposiciones sobre emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), de otros contaminantes y con el conocimiento científico actualizado sobre el efecto que tendrá el aumento de las concentraciones de estos gases sobre el clima global. Por lo tanto, describen cómo se modificará el clima del planeta como consecuencia de la alteración de la composición de la atmósfera, resultante de las actividades humanas.

Existen diferentes métodos para construir escenarios climáticos, pero la metodología más difundida se basa en la utilización de modelos climáticos globales (MCGs). Estos modelos han ido aumentando su complejidad de forma tal de representar cada vez más adecuadamente los procesos físicos involucrados en el sistema climático.

Si bien aún no pueden representar la totalidad de los procesos, su capacidad de representación del clima presente ha ido progresando brindando una mayor confiabilidad sobre las proyecciones futuras.

Para calcular los escenarios futuros de cambio climático, en el presente trabajo se tomaron los resultados de Camilloni (2005), que analiza los campos de temperatura y precipitación en las décadas del 2020, 2050 y 2080 para los escenarios socioeconómicos A2 y B2, provistos por un conjunto de modelos climáticos globales para el sur de Sudamérica con el objetivo de representar estas variables, seleccionar la que mejor represente el clima de la región y estimar su habilidad para caracterizar los campos anuales en ambas variables.

Los escenarios A2 y B2 son muestras de las relaciones entre las fuerzas determinantes de la emisión y su evolución.

El escenario A2 describe un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la

autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. Las pautas de fertilidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población mundial en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones y el crecimiento económico por habitante, así como el cambio tecnológico, están más fragmentados y son más lentos que otras líneas evolutivas (IPCC, 2001).

El escenario B2 describe un mundo en el que 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 unos niveles de desarro-

llo económico intermedios, y con un cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas evolutivas B1 y A. 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).

Camilloni et al. (2005) han identificado, entre los modelos climáticos globales disponibles, a aquéllos que representan en forma más adecuada la presión a nivel del mar en el sudeste de Sudamérica. En dicho trabajo se comparan los campos anuales de las variables de precipitación y temperatura provistos por los modelos, con bases de datos en puntos de una grilla de ambas variables.

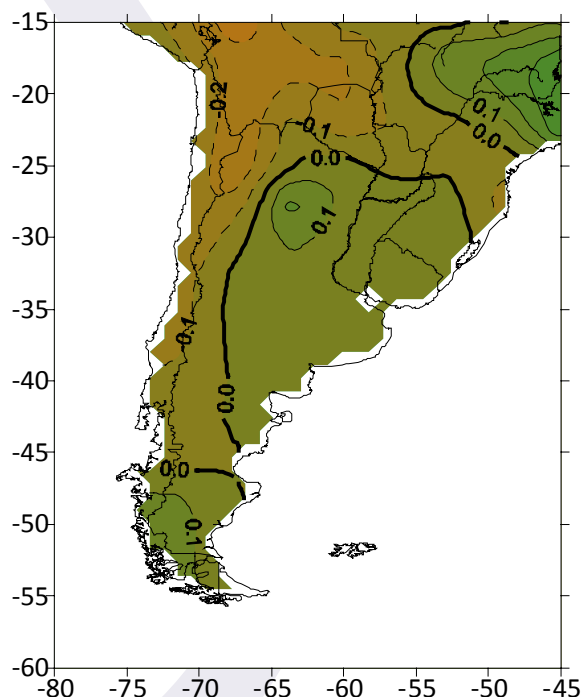


Figura 5.1
Escenario de diferencia de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 para la década 2020 y el presente (1961–1990) para el escenario A2.

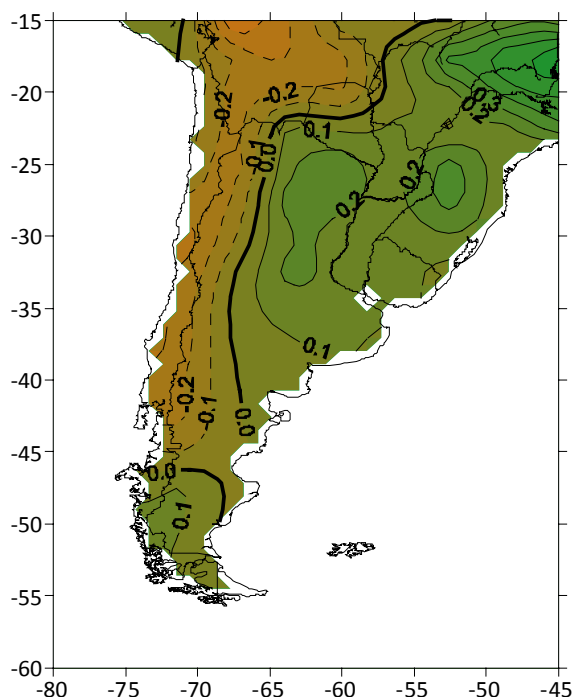


Figura 5.2
Escenario de diferencia de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 para la década 2050 y el presente (1961–1990) para el escenario A2.

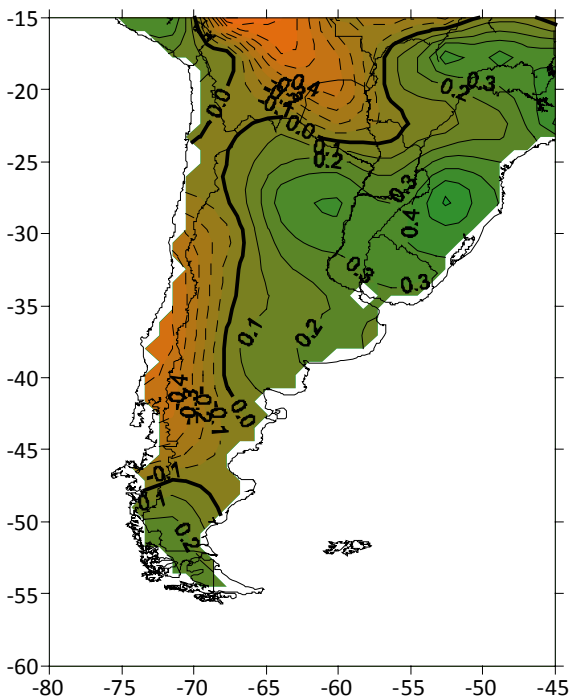
A partir de los análisis de la referencia, el modelo climático global HADCM3 desarrollado por Hadley Center del Reino Unido fue el que mejor representó el clima en el sur de Sudamérica. Es por este motivo que para la elaboración de los escenarios climáticos futuros para Argentina se utilizan los resultados provistos por este modelo para los escenarios A2 y B2.

Los escenarios climáticos futuros fueron elaborados en términos de diferencias entre los resultados del modelo que mejor representa el clima observado en la región para diferentes décadas futuras (2020, 2050 y 2080) y un período de referencia (1961-90). Esta metodología permite reducir la incertidumbre en la exactitud de estos escenarios

debido a las limitaciones de los modelos.

En el caso del escenario A2 existen disponibles tres corridas diferentes del modelo en las que las condiciones iniciales fueron modificadas levemente en cada una de ellas; mientras que para el escenario B2 existe una única corrida. Es por este motivo que los escenarios climáticos futuros que se presentan a continuación fueron elaborados realizando un “ensamble” de las tres salidas del escenario A2.

A continuación se presentan las diferencias entre la precipitación simulada para las décadas futuras 2020, 2050 y 2080 y en el período de referencia (1961-1990) para los escenarios socioeconómicos A2 y B2 (Figuras 5.1 a 5.6).



Los resultados muestran una tendencia al aumento de la precipitación en la mayor parte del centro-norte y en el extremo sur de Argentina, Uruguay y sur de Brasil. Este incremento es mayor en el escenario A2 que en el B2.

Asimismo en las Figuras 5.7 a 5.12 se representan las diferencias entre la temperatura de superficie para las décadas futuras de 2020, 2050 y 2080 y en el período de referencia (1961–1990) para los escenarios A2 y B2.

En todos los casos se observa que los escenarios futuros muestran un calentamiento generalizado en la región que es especialmente significativo en el escenario A2.

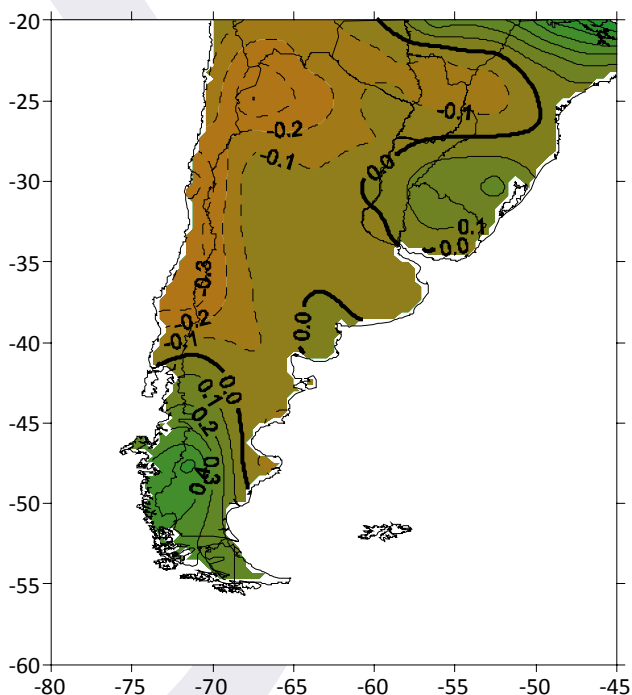


Figura 5.5
Escenario de diferencia de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 para la década 2050 y el presente (1961–1990) para el escenario B2.

5.2. Aplicación de la metodología para el cálculo de producción de sedimentos con eventuales cambios climáticos

Para la cuantificación de la producción de sedimentos en escenarios con eventuales cambios climáticos se empleó la metodología de Gavrilovic (Capítulo 2), aplicando las hipótesis de cambio climático presentadas, específicamente teniendo en cuenta la afectación de las variables temperatura y precipitación para las décadas 2020, 2050 y 2080, en los escenarios socioeconómicos A2 y B2.

A partir de la información recopilada, se digitalizaron y georreferenciaron los mapas de isohietas e iso-

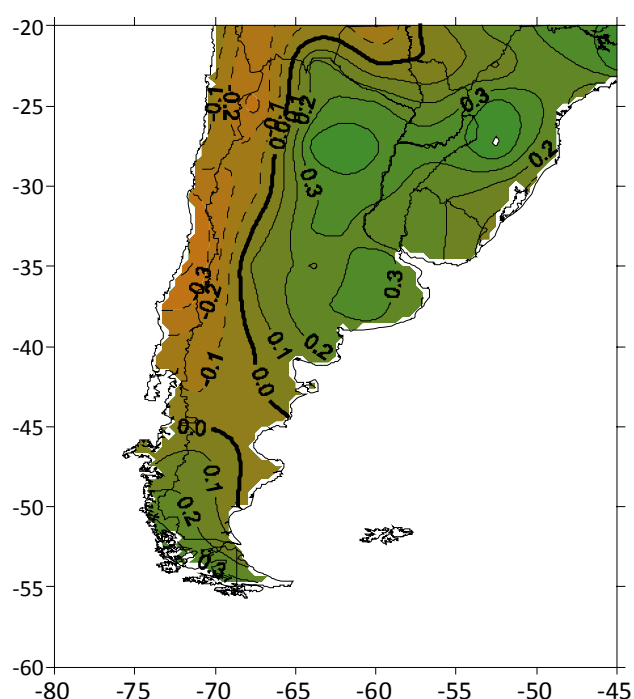


Figura 5.6
Escenario de diferencia de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 para la década 2050 y el presente (1961–1990) para el escenario B2.

termas con el propósito de determinar su distribución espacial en el noroeste de Argentina y sur de Bolivia.

Para determinar el valor cuantitativo en cada celda de las variables de precipitación y temperatura se interpola un área de referencia mayor a la zona de estudio, con el objetivo de captar la mayor cantidad de isohietas e isotermas que redonde en una mejor representatividad de los fenómenos. Se continuó trabajando en celdas de 100 x 100 metros, ya que los planos de base se actualizaron con esta definición.

A partir de la información de base, se calculó la precipitación y la temperatura media anual para cada escenario socioeconómico A2 y B2 y para cada

década en estudio (2020, 2050 y 2080).

En la ecuación de Gavrilovic la variable de temperatura promedio anual t está directamente relacionada con el parámetro de coeficiente de temperatura T , de acuerdo con la siguiente relación:

$$T = [(t / 10) + 0.1] 1/2$$

En los diferentes escenarios climáticos futuros las variables de temperatura y precipitación a nivel regional no muestran cambios significativos, sin embargo realizando un análisis a nivel local, estos cambios podrían afectar diversos ecosistemas de la región y, por consiguiente, el uso del suelo, la co-

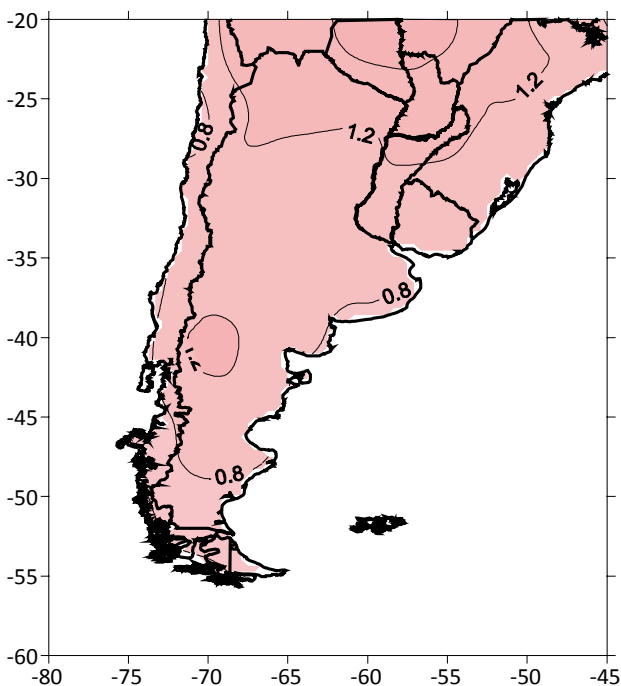


Figura 5.7
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2020 y el presente (1961-1990) para el escenario A2.

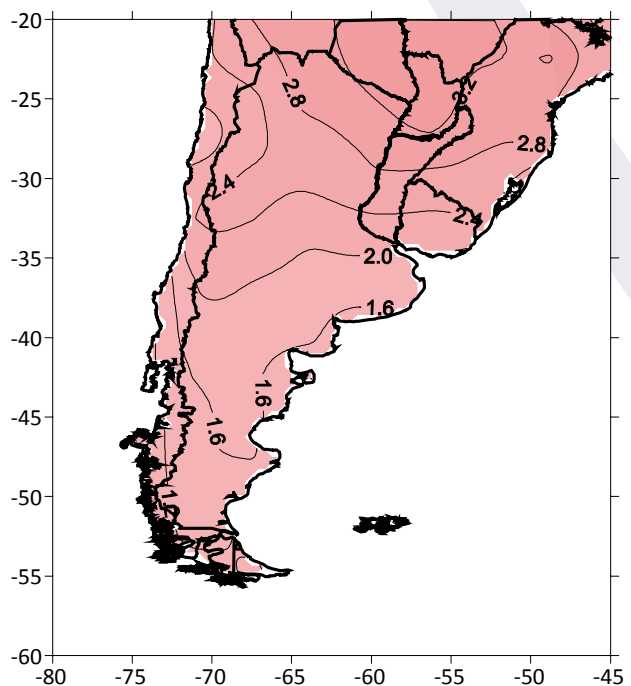


Figura 5.8
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2050 y el presente (1961-1990) para el escenario A2.

bertura vegetal, etc.

Más allá de lo indicado en el párrafo anterior, y con el objeto de analizar sólo la sensibilidad a los parámetros climáticos en sí mismos, no se consideraron cambios del coeficiente de erosión (Z) en la formulación de Gavrilovic.

Una vez definidos los mapas de coeficiente de temperatura (T), precipitación media anual (h) y coeficiente de erosión (Z), se operó entre ellos de tal forma de hallar el volumen de producción de sedimentos por erosión hídrica superficial para cada escenario socioeconómico (A2 y B2) y década (2020, 2050 y 2080). Los mapas correspondientes a todas las situaciones analizadas se presentan

en la referencia (Campos Hernández, 2007).

En la Tabla 5.1 se presenta un resumen de los resultados de la aplicación de la metodología de Gavrilovic en la Alta Cuenca del Río Bermejo para los escenarios futuros antes indicados, donde se muestran los valores de producción de sedimentos y su variación respecto de la situación actual.

A nivel de subcuencas, las variaciones pueden ser mayores que las presentadas en la Tabla 5.1 para toda la Alta Cuenca del Río Bermejo. En la Tabla 5.2 se presentan los porcentajes máximos y mínimos para cada escenario climático y década en estudio.

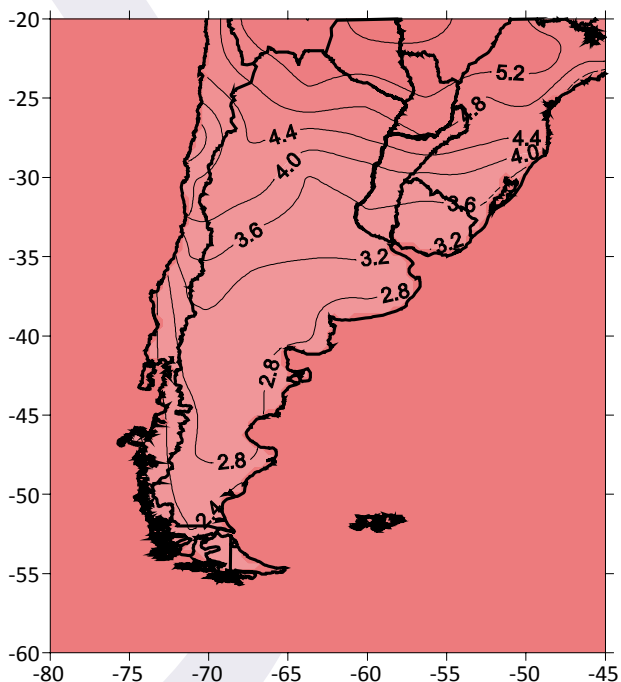


Figura 5.9
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2080 y el presente (1961-1990) para el escenario A2.

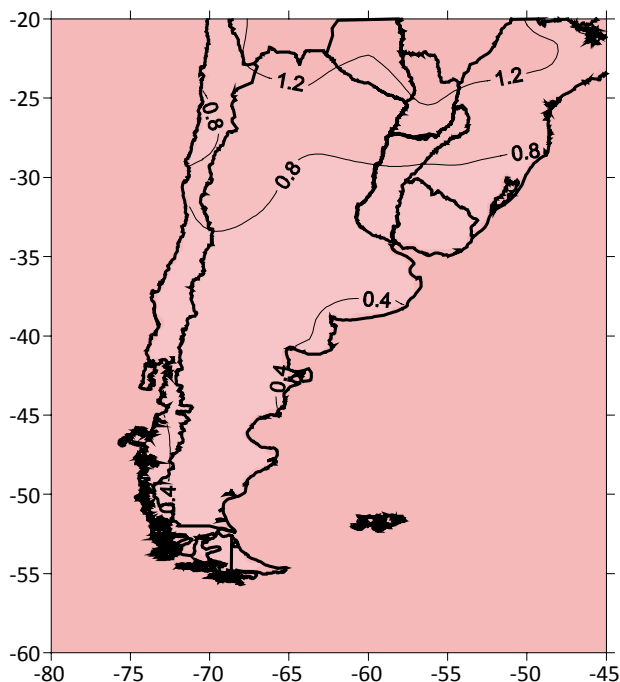


Figura 5.10
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2020 y el presente (1961-1990) para el escenario B2.

Tabla 5.1
Resultados de la metodología de Gavrilovic para los diferentes escenarios climáticos analizados.

Escenario	G [m³/año]	% variación con situación actual
Situación actual	18.700.000	-
A2 – 2020	19.600.000	5,18
A2 – 2050	20.800.000	11,65
A2 – 2080	22.400.000	19,21
B2 – 2020	19.600.000	5,21
B2 – 2050	20.100.000	7,94
B2 – 2080	21.300.000	14,33

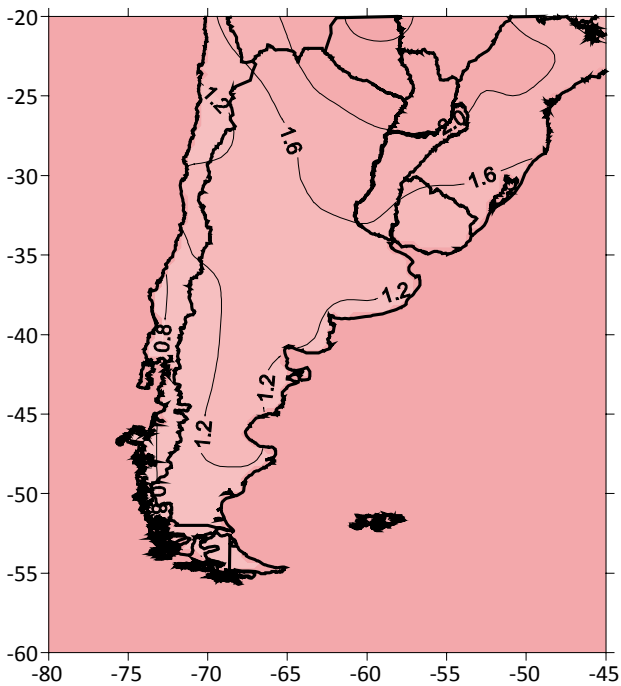


Figura 5.11
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2050 y el presente (1961-1990) para el escenario B2.

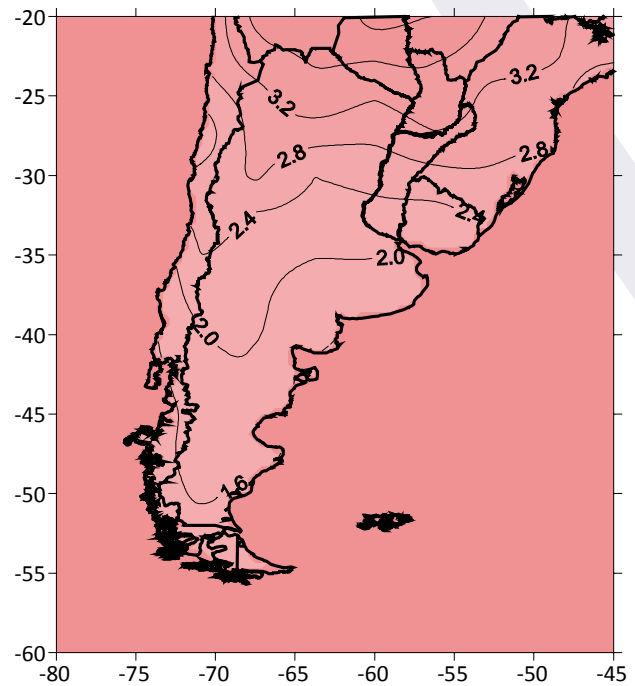


Figura 5.12
Escenarios de diferencias de temperatura (K) según el modelo HADCM3 para la década 2080 y el presente (1961-1990) para el escenario B2.

Tabla 5.2

Resultados de la metodología de Gavrilovic para los diferentes escenarios climáticos analizados. Variación máxima y mínima a nivel de subcuencas respecto a la situación actual

Escenarios	Máximo (%)	Mínimo (%)
A2 – 2020	9,22	-19,93
A2 – 2050	20,42	6,36
A2 – 2080	32,27	-8,87
B2 – 2020	9,38	2,63
B2 – 2050	14,18	4,26
B2 – 2080	25,18	7,72

Como conclusiones del análisis de la producción de sedimentos con eventuales cambios climáticos en la Alta Cuenca del Río Bermejo puede decirse que:

- los eventuales cambios climáticos futuros en las variables de precipitación y temperatura alteran la producción de sedimentos por erosión hídrica superficial en la Alta Cuenca del Río Bermejo;
- los resultados obtenidos con la aplicación de la metodología de Gavrilovic bajo las hipótesis de eventuales cambios en las variables precipitación

y temperatura en la Alta Cuenca del Río Bermejo muestran, a nivel global, incrementos en la producción de sedimento a largo del tiempo, observándose en el escenario A2 mayores incrementos en referencia al escenario B2 a medida que el intervalo de análisis tiene más duración;

- a nivel de subcuencas se observan variaciones máximas locales de importancia en la tasa de producción de sedimentos respecto de la situación actual;
- para tener en cuenta las condiciones más críticas podría analizarse el comportamiento del sistema considerando los cambios en las variables climáticas correspondientes al escenario socioeconómico más desfavorable (A1);
- en los análisis efectuados no se tuvo en cuenta la forma en que los cambios en las variables climáticas pueden afectar otros factores de importancia en la determinación de la producción de sedimentos, como por ejemplo la cobertura vegetal. Cambios en las variables climáticas pueden afectar drásticamente estos parámetros y consecuentemente los valores de producción de sedimentos serán afectados.

Referencias

1. ABAD J. D., GARCÍA, M. H., 2006. RVR Meander: A toolbox for remeandering of channelized streams. *Computers & Geosciences*, 32: 92-101.
2. ABAD, J. D., RHOADS, B. L., GUNERALP, I., GARCÍA, M. H., 2006. Flow structure at different stages in a meander-bend with bendway weirs. En revision en *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE.
3. ADAMS J.; 1979. Gravel size analysis from photographs. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. 105, No. HY10, pag 1247-1255
4. ADMINISTRACIÓN PROVINCIAL DEL AGUA – UNIVERSIDAD NACIONAL DEL NORDESTE (APA-UNNE), 2007. Proyecto PEA N ° 7. Zonificación Ambiental y Reglamentación del Uso de las Tierras – Provincia del Chaco.
5. AGUA Y ENERGÍA ELÉCTRICA SOCIEDAD DEL ESTADO (AyEE), 1991. Estadística Hidrológica hasta 1990- Sedimentología Nivología, Tomo II.
6. ALEOTTI, P. POLLONI, G. 2003. Two-dimensional model of the 1998 Sarno debris flows (Italy): preliminary results, *Debris Flows Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Ed. Rickermann D. and Chen, C., Millpress, Rotterdam, 553-563.
7. ALLEN, J.R.L. 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. Allen & Unwin, 272 pp. London.
8. AMSLER, M.; 1995. Carga de lavado del río Paraná en sus tramos medio e inferior.
9. AMSLER, M.; Drago, E.; Bertoli de Pomar, H.; 1984. Estudios limnológicos de una sección transversal del tramo medio del río Paraná. II: Características y variaciones temporales de la granometría de los sedimentos suspendidos. III: Componentes sólidos transportados en suspensión. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*.
10. AMSLER, M., 2006. Evolución de la carga de lavado en el Alto Paraná (1968-2004). Incidencia sobre las sedimentaciones en la planicie aluvial del Paraná medio. III Congreso Iberoamericano sobre Control de la Erosión y los Sedimentos, Buenos Aires, Argentina.
11. ANDERSON, R.; DA FRANCA RIBEIRO, N.; DIAZ, H.; 1993. An analysis of Flooding in the Paraná/Paraguay River Basin. The World Bank
12. ANDES CONSULTORA, 2003. Sistematización del Río Iruya. Estudios Hidráulicos Morfológicos y Anteproyecto Avanzado de Obras.
13. ARIATHURAI, R. AND KRONE, R.B., 1976. Finite element model for cohesive sediment transport, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 102 No. HY3, pp. 323-338.
14. BAGNOLD, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. of the Royal Society of London, Series A*, V. 249, 235-297.
15. BASILE, P. 2000. Revisión de ecuaciones de transporte modificadas para sedimentos heterogéneos. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica (IAHR) – Córdoba 2000. Argentina.

16. BATEMAN, A.; MEDINA, M.; HÜRLIMANN, M.; 2006 (1). Modelo bidimensional para simulación de flujos detríticos: FLATModel.
17. BATEMAN, A.; MEDINA, M.; STEINER, F.; VELASCO, D.; 2006 (2). Estudio experimental sobre flujos granulares hiperconcentrados. XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Ciudad Guayana. Venezuela.
18. BELLO, M., O'BRIEN, J., GARCÍA MARTÍNEZ, R. AND LÓPEZ, J. 2000. Simulation of flooding and debris Flows in the Cerro Grande River, Seminario Internacional "Los aludes torrenciales de diciembre de 1999 en Venezuela", Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas, Venezuela.
19. BENITEZ REYNOSO, A.; 2005. Evaluación del método de predicción y de las medidas de control de la sedimentación en el embalse "San Jacinto". IV Taller Internacional sobre enfoques regionales para el desarrollo y gestión de embalses en la Cuenca del Plata. Concordia. Argentina.
20. BERTOLO P. AND WIECZOREK, G. 2005. Calibration of numerical models for small debris flows in Yosemite Valley, California, USA, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 5, 993-1001,
21. BETA STUDIO – ENEL HYDRO, 2002. Estudio regional de riesgos hidrogeológicos en el Noroeste Argentino.
22. BINGHAM, E. C. AND GREEN, H. .1919: Paint, A plastic material and not a viscous liquid; the measurement of its mobility and yield value, Proceeding of American Society of Testing Material, Part II, 19, 640–664.
23. BLAIR, T., 1987. Sedimentary processes, vertical stratification sequences and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology 57: 1-18
24. BOMBARDELLI, F.; Menéndez, A.; Brea, J.D.; 1997. A mathematical model for the lower Paraná river delta. 3rd International Conference on River Flood Hydraulics. Stellenbosch, South Africa.
25. BONARELLI, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta. Dirección de Minas y Geología, Boletín Nº 9, Buenos Aires
26. BONETTO, A.; ORFEO, O.; 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Corrientes y Esquina. (Rep. Argentina) Rev. Asoc. Arg. Min., Petr. y Sediment., Buenos Aires, Argentina.
27. BREA J., BUSQUETS, M., SPALLETTI P. 1996. Estudio Sedimentológico Preliminar de la Cuenca Inferior del Río Bermejo. Evaluación del Impacto de las Presas de la Alta Cuenca del Río bermejo en la Morfología del Tramo Inferior, INCyTH-COREBE.
28. BREA, J.D.; SPALLETTI, P.D., 1998. Asesoramiento en los estudios de sedimentación de los embalses de las presas Las Pavas, Arrazayal y Cambarí, Unidad Técnica de Apoyo de la Comisión Binacional de las Cuencas de los Ríos Bermejo y Grande de Tarija. INA
29. BREA, J.D.; BUSQUETS, M.; SPALLETTI, P.D., 1999 (1). Generación y transporte de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo. Impacto en la Hidrovía, Delta del Paraná y Río de la Plata. Producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo. FMAM - OEA – PNUMA. Informe LHA-177-04-99. INA.
30. BREA, J.D., LOSCHACOFF, S., BUSQUETS, M., PÉREZ, F., PORRI, P. 2002. Comportamiento de diferentes elementos de control de la erosión en márgenes fluviales. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba.
31. BREA, J.D., SPALLETTI, P.D., BUSQUETS, M. 1999 (2). Análisis de la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo Inferior. FMAM - OEA – PNUMA, Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija. Informe LHA 178-02-99. INA.

32. BREA, J.D.; SPALLETTI, P.D.; SPALLETTI, L.; RAFAELLI, S., 1999 (3). Generación y transporte de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo. Impacto en la Hidrovía, Delta del Paraná y Río de la Plata. Producción de sedimentos en la Alta Cuenca del Río Bermejo. FMAM - OEA – PNUMA. Informe LHA-177-02-99. INA.
33. BREA, J.D.; SPALLETTI, P.D., 2003. Flujos densos e hidráulica de ríos. Nuevas tendencias en Hidráulica de Ríos. Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Buenos Aires. Argentina. ISBN 987-20109-1-9.
34. BREA, J.D., SPALLETTI, P.D. 2003. Estudios Hidráulicos de las obras de sistematización del cauce del río Colanzulí-Iruya. Technical Inform. Ezeiza, Argentina: INA.
35. BREA J., SPALLETTI P., JAIME, P.; 2007. Proyecto Cód. PNUMA Nº 2233 “Diseminación y Replicación Del Proyecto Bermejo en la Cuenca del Plata” Estudio de Sedimentos de la Cuenca del Río Bermejo. Informe LHA 256-04-2007. INA. Informe Final. Julio de 2007.
36. BRIDGE, J. S. 2003. Rivers and Floodplains. Blackwell Publishing.
37. BUCETA, J.; HOPWOOD, H.; LOPARDO, R.; 1987. Informe Pericial ARENALES S.C.A., contra ABRA GRANDE S.A. y otro. Sala "E" Excma. Cámara de Apelaciones en lo Civil de la Capital Federal.
38. BULL, W., 1972. Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. En Rigby, J. & Hamblin, M. (Eds.) Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16: 63-83
39. CABANILLAS, LARRÁN, 2002. Aporte de sedimentos del río Iruya al sistema Paraguay-Paraná. COREBE Subsede Salta.
40. CADORE, PEVIANI, M.; BALDIN, M, 1994; Quantificazione del trasporto solido in bacini pilota mediante formule geomorfologiche. ISMES, Bérghamo, Italia
41. CAMILLONI, I. 2005. Escenarios climáticos futuros para el sur de Sudamérica.
42. CAMILLONI, I.; V. BARROS; G. ESCOBAR Y A. DI LUCA. 2005. Tendencias en la posición del anticiclón del Atlántico Sur y su representación por modelos climáticos globales: impactos sobre el estuario del Río de la Plata y océano adyacente. Anales del CONGRESMET IX. Buenos Aires, 9 pp
43. CAMPOS HERNANDEZ, VICTOR, 2007. Producción de sedimentos en la Alta cuenca del río Bermejo: cambios en la tasa de producción generadas por políticas de manejo a nivel de subcuencas y por cambio climático. Tesis de postgrado.
44. CARYGLOBAL SRL, 2004. Ejecución de la batimetría del Lago San Jacinto. Informe Final.
45. CASANOVA, R.; DALLA SALDA, H.; 1983. La erosión en la Alta Cuenca del río Bermejo.
46. CENTRO DE INVESTIGACIONES HIDRÁULICAS INSTITUTO SUPERIOR POLITÉCNICO “JOSÉ ECHEVERRÍA” DE LA REPÚBLICA DE CUBA, 1999. Estudio del control de Inundaciones de la Ciudad de Tarija
47. CHAKRABORTI, A.K., 1991. Sediment yield prediction & prioritisation of watershed using Remote Sensing data. 12th Asian Conference on Remote Sensing, Singapore, Oct. 30–Nov. 5.
48. CODIGNOTTO, J.; 1996. El Delta del Paraná y el Estuario del Río de la Plata - Isla Martín García. XIII Congreso Geológico Argentino - III Congreso de Exploración de Hidrocarburos.
49. COLLINSON, J., 1996. Alluvial sediments. En Reading, H. (Ed.) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (3rd. Edition), Blackwell Science: 37-82

50. COLORADO STATE UNIVERSITY, 1984. Hydraulic Test to Develop Design Criteria for the use of reno mattresses.
51. COMISIÓN BINACIONAL PARA EL DESARROLLO DE LA ALTA CUENCA DEL RÍO BERMEJO Y EL RÍO GRANDE DE TARIJA (COBINABE), 2004.
52. COREBE; 1994 (1). Identificación del riesgo hídrico superficial
53. COREBE; 1994 (2). Sistema de información hidrológica de la Cuenca del Río Bermejo. 1993-1994.
54. COREBE; 1998. Sistema de información hidrológica de la Cuenca del Río Bermejo. 1996-1998
55. COREBE, 1999. Procesos erosivos en la cuenca del río Iruya. Zonificación del territorio en base a modelos topográficos.
56. COREBE, 2007. Análisis de las crecidas 1992-2007.
57. COSTA, J. E. 1984. Physical Geomorphology of Debris Flows, in: Development and Applications of Geomorphology, Ed Costa, J. E. and Fleisher, P. J., Springer-Verlag, New York, 268-317.
58. COUSSOT, P.; MEUNIER, M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows". Earth Science Reviews 40, 209-227. Elsevier Science.B.V.
59. CUR, 1995. Manual on the use of rock in Hydraulic Engineering. Centre for Civil Engineering Research and Codes. A.A. Balkema. Rotterdam.Brookfield.
60. DALLA SALDA, H., 1989. Problemas de sedimentación y erosión. El Bermejo y el País, Año I, Nº 1, pág. 91-98.
61. DENNY, C., 1967. Fans and pediments. American Journal of Science 265: 81-105
62. DEPETRIS, P.J.; 1968. Mineralogía de algunos sedimentos fluviales de la Cuenca del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIII
63. DIPLAS, P.; SUTHERLAND, A.J.; 1988. Sampling techniques for gravel sized sediments. Journal of the Hydraulics Engineering - Vol. 114, n. 5, pag. 484-501
64. DI SILVIO, G., PEVIANI, M. 1991. Transport of a mixture of sand and gravel in suspension and as bedload: experiments and mathematical modelling. Symposium on "The transport of suspended sediments and its mathematical modelling"- Florence. Italy.
65. DRAGO, E.; AMSLER, M.; 1988. Suspended sediment at a cross section of the Middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. IAHS Publ. Nº 174.
66. ETHRIDGE, F., 1985. Modern alluvial fans and fan deltas. En Recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Source Potential. Lecture Notes Course 19, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 101-126
67. EVARSA S. A., 2000. Estadística Hidrológica del Siglo XX. República Argentina.
68. EVARSA, NHC, GLMORRIS & ASSOCIATES; 2002. Estudios de Sedimentación para actualizar la definición de la vida útil del embalse del complejo hidroeléctrico Yacypetá. Informe para la Entidad Binacional Yacypetá
69. EVARSA S.A., 2004. Estadística Hidrológica de La República Argentina.
70. FAGHERAZZI, S., GABET, E. J., FURBISH, D. J., 2004. The effect of bidirectional flow on tidal channel planforms. Earth Surface Processes and Landforms, 29: 295-304.

71. FERREIRO, V. 1983. El mapa hidrogeomorfológico. Su utilización en el estudio de los recursos hídricos superficiales en regiones con insuficiente información de base. La cuenca hídrica superficial del Río Bermejo. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras, Olavaria.
72. FIEBIGER, G. 1997. Hazard Mapping in Austria. Journal of Torrent, Avalanche, Landslide and Rockfall Engineering No.134, Vol.61.
73. FERRO, V., 1999; Modellistica matematica e verifica sperimentale dell'aprocio distribuito dei processi di sediment delivery. La gestione dell'erosione. Scienza tecnica e strumenti a confronto per il controllo dei fenomeni torrentizi. Trento e Bolzano, Italia
74. FLO-2D .2003. Users manual, Version 2003.06, Nutrioso, Arizona, USA
75. FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E., 1978. Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, 792 pp. New York.
76. GAVRILOVIC S., 1959; Methode de la classification des bassins torrentiels et equations nouvelles pour le calcul des hautes eaux et du debit solide. Vadoprivreda, Belgrado
77. GAVRILOVIC Z., 1988; The use of an empirical method (Erosion Potential Method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. Wallingford, England.
78. GANDOLFO, J., 1962. Consideraciones acerca de los conos de deyección. Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Caracas, Venezuela, Tomo XXII, Nº 60, pág. 9-20.
79. GARDE, R.J. & RANGA-RAJU, K.G.R. 1985. Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems. (2nd edition) Wiley Eastern Ltd., 618 pages [ISBN 0-85226-306-6].
80. GEE, D.M., 1993. HEC-6: Reservoir sediment control applications, in Notes on sediment management in reservoirs: National and International perspectives, Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch
81. GENTILE, F.; PUGLISI, S.; TRISORIO-LIUZZI, G., 1999; Verifica sperimentale di modelli empirici per la valutazione della perdita di suolo in un piccolo bacino molisano. La gestione dell'erosione. Scienza tecnica e strumenti a confronto per il controllo dei fenomeni torrentizi. Trento e Bolzano, Italia
82. GILLI, E.F., 2002. Propuesta de sistematización cuenca del río Huasamayo. COBINABE.
83. GILLI, E.F., 2002. Propuesta de sistematización cuenca del río Iruya. COBINABE.
84. GUIÑEZ, J.P., 2005. Sistematización de los Arroyos Santa Rita y Las Delicias - Implementación de un Modelo Morfológico y Análisis de las Obras de Sistematización Planteadas.
85. GUNERALP, I., RHOADS, B. L. 2006. Continuous characterization of the planform geometry and curvature of meandering rivers.
86. HALCROW & PARTNERS, 1973. Estudio de navegabilidad del río Paraguay al sur de Asunción. Volumen II: Estudios hidráulicos e hidrológicos.
87. HALCROW & PARTNERS, 1994. Estudio de regulación del valle aluvial de los ríos Paraná, Paraguay y Uruguay para el control de las inundaciones. Informe Final.
88. HARRINGTON, H., 1946. Las corrientes de barro (mud-flows) de "El Volcán", quebrada de Humahuaca, Jujuy. Sociedad Geológica Argentina Revista I: 149-166
89. HEC6, 1993. Scour and Deposition in Rivers and Reservoirs, U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.

90. HENDERSON, F.M., 1966. Open channel flow, Mac Millan Pub. Co, New York.
91. HERSCHEL, W. H. AND BULKLEY, R. 1926. Measurement of consistency as applied to rubber-benzene solutions, Proceeding of American Society of Testing Material, Part II, 26, 621-633, 1926.
92. HIDROPROYECTOS S.A., CONSA S.R.L., GRIMAUX Y ASOCIADOS, 1996. Estudios de Factibilidad para el aprovechamiento de los recursos hídricos de la Alta Cuenca del Río Bermejo y del Río Grande de Tarija. Estudios Complementarios. Hidrología y Sedimentología. Informe final. Volumen 2 – Sedimentología.
93. HOFFMANS AND VERHEIJ. 1997. Scour Manual. Balkema, Rotterdam.
94. HOOKE, R., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. Journal of Geology 75: 438-460
95. HOPWOOD, H.; MENÉNDEZ, Á.; CHIVIDINI, M.; CAVALIERE, M.; BREA, J.; 1991. Informe de diagnóstico sobre navegación en la Ruta Rosario-Océano. Informe LHA-114-0-91.
96. HOPWOOD, H., CARDINI, J., 2003. Protecciones de lecho sujetos a flujo de detritos. Nuevas tendencias en Hidráulica de Ríos. Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Buenos Aires. Argentina. ISBN 987-20109-1-9.
97. HOWARD, C.S., 1953. Density currents in Lake Mead, Proceedings Minnesota International Hydraulic Convention, pp. 355-368.
98. HUBL J. AND STEINWENDTNER, H. 2001. Two dimensional simulation of two viscous debris flows in Austria, Phys. Chem, Part C, 26, 9, 639-644.
99. IKEDA, S., PARKER, G., SAWAI, K., 1981. Bend theory of river meanders. Part 1. linear development. Journal of Fluid Mechanics, 112: 363-377.
100. INCONAS, 1995?. Estudio evolutivo del río Pescado entre la toma de Abra Grande y el río Bermejo.
101. INMAC, 2004. Proyecto de Defensas de la Margen Derecha del Río Pescado, aguas abajo de la Toma de Abra Grande.
102. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. Third Assessment Report. The Scientific Basis. Cambridge University Press.
103. JOHNSON, A. M. & RODINE, J. R. 1984. Debris Flow. In: Slope Instability (Eds: Brunsten, D. & Prior, D. B.). John Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK. 257-361.
104. JOHNSON, A.M. 1970. Physical processes in Geology, Freeman, Cooper & Company, 431-459, 1970.
105. JULIEN, P.Y. 1995. Erosion and Sedimentation. Cambridge University Press, NY, USA.
106. JULIEN, P., LAN, Y., 1991. On the rheology of hyperconcentrations. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 117.
107. JULIEN, P., LEÓN, C., 2000. Mud floods, mudflows and debris flows. Classification, rheology and structural design. Jornadas de Investigación JIFI 2000: the debris flow disaster of december 1999 in Venezuela.
108. KONZEWITSCH, N., 1958. Cantos rodados y material en suspensión de los ríos Bermejo, Pescado e Iruya. Agua y Energía Eléctrica, Buenos Aires.
109. KRONE, R.B., 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling proceses, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley.

110. KRONFELLNER-KRAUS, G., 1985. Quantitative estimation of torrent erosion. Proc. International Symposium on Erosion and Disaster Prevention. Tsukuba. Japan.
111. LANCASTER, S. T. AND BRAS, R. L., 2002. A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. *Hydrological Processes*, 16: 1-26.
112. LARA, J.M. AND SANDERS, J.I., 1970. The 1963-64 Lake Mead Study, U.S. Bureau of Reclamation, report REC-OCE-70-21, Denver and Boulder city.
113. LELIEVRE, J.; NAVNTOFT, E.; 1977. Mediciones del transporte de sedimentos en el río Paraná a la altura de Corrientes. Proyecto ARG/73/023: Mejoramiento de la Navegación del Río Paraná, Naciones Unidas, Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables. Buenos Aires, Argentina
114. LENZI, M.A. & D'AGOSTINO, V. 2000. Step pool in the Río Cordon: geomorphic effectiveness of the floods occurred between 1986 and 1999. *Quaderni di Idronomia Montana 20 – Dynamics of water and sediments in mountain basins*. Cosenza: BIOS.
115. LEWIS, D.W. & MCCONCHIE, D., 1994. *Practical Sedimentology*. Chapman & Hall, 213 pp. New York.
116. MAINALI, A.; RAJARATMAN, N., 1994. Experimental study of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*. ASCE. Vol 120. No.1. Discussion by P.Coussot and M.Meunier in *Journal of Hyd. Eng. ASCE*. May 1995.
117. MACCAFERRI GABIOES DO BRASIL. 1981. Revestimientos flexibles en los canales y cursos de agua canalizados.
118. MACDONALD, T. E., PARKER, G., LEUTHE, D., 1992. Inventory and analysis of stream meander problems in Minnesota. Reporte técnico del Departamento de Ing. Civil, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota, USA.
119. MAZA ALVAREZ, J.A.; GARCÍA FLORES, M. 1989. Estabilización y rectificación de ríos. Manual Ingeniería de Ríos. Capítulo 14. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
120. MAZZONI, M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 14, 115 pp
121. MAZZONI, M. & SPALLETTI, L., 1972. Sedimentología de las arenas del río Grande de Jujuy. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología VIII*: 35-117
122. MCLANE, M., 1995. *Sedimentology*. Oxford University Press, 423 pp. Oxford.
123. MARTÍNEZ PÉREZ, E., 2000. Dimensionamiento de obras de protección contra flujos de barro. *Anales del XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Córdoba. Argentina. Tomo III. ISBN 950-33-0268-4.
124. MONTSERRAT, S.; TAMBURRINO, A.; NIÑO, Y.; 2004. Estudio experimental de la presencia de barreras permeables e impermeables en flujos detríticos. *Anales XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Sao Pedro, Sao Paulo, Brasil.
125. MENÉNDEZ, Á.; 2001. Description and modeling of the hydrosedimentologic mechanism in the Río de la Plata river. VII International Seminar on Recent Advances in Fluid Mechanics, Physics of Fluids and Associated Complex Systems
126. MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (Eds.) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Short Course 1, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 1-38. Tulsa.

127. MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A., 1978. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, J.D. & Swift, D.J.P. (Eds.) Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley & sons: 197-218. New York.
128. MIDDLETON, G.V. & SOUTHARD, J.B., 1984. Mechanics of Sediment Movement. Lecture Notes, Short Course 3, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 401 pp. Tulsa.
129. MORRIS, G., FAN, J., 1998. Reservoir Sedimentation Handbook. Mc Graw-Hill.
130. NEMEC, W. & POSTMA, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En Marzo, M. & Puigdefabregas, C. (Eds.) Alluvial Sedimentation. Special Publication International Association of Sedimentologists: 235-276
131. O'BRIEN J.S. AND JULIEN, P. 1985. Physical properties and mechanics of hyperconcentrated sediment flows. Proc. of the ASCE Specialty Conf. on the Delineation of Landslides, Floods, and Debris Flow Hazards in Utah, Utah Water Research Laboratory, Series UWRL/g-85/03, 260-279.
132. O'BRIEN, J. JULIEN, P. 1988. Laboratory Analysis of Mudflow properties. Journal of Hydraulic Engineering. ASCE 114, 8, 877-887.
133. ODGAARD, J.A., 2006. River meandering and channel stability. Capítulo 8, en Sedimentation Engineering, editor, Marcelo H. Garcia, ASCE.
134. OFEE, OFAT, ODEFP Ed. 1997. Prise en compte des dangers dus aux crues dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire. Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE), Office fédéral de l'aménagement du territoire (OFAT), Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), Bienne, Switzerland.
135. OHASHI, K.; FUJITA, Y.; 2005. Sedimentation in a series of dam reservoirs and their trap efficiency. River Coastal and Estuarine Morphodynamics. RCEM 2005 – Parker & García Eds. Taylor & Francis Group, London, ISBN 0 415 39270 5.
136. OLMOS, L.; SPALLETTI, P.; FARIAS, H.; PILÁN, M.; 2004. Estudio y verificación del modelo de transporte de sedimentos en cuencas de Miraki a escala distribuida. XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Sao Paulo. Brasil.
137. ORFEO, O.; 1995. Sedimentología del río Paraná en el área de su confluencia con el río Paraguay. Tesis doctoral
138. ORGANIZACION DE ESTADOS AMERICANOS; 1974. Cuenca del río de la Plata. Estudio para su planificación y desarrollo. Cuenca del río Bermejo. Alta Cuenca", Secretaría de O.E.A., Washington D.C., U.S.A.
139. ORGANIZACION DE ESTADOS AMERICANOS (OEA), 1975. Estudio de la Cuenca Inferior del Río Bermejo y programación para su desarrollo. Departamento de Desarrollo Regional de OEA. Washington DC, Estados Unidos.
140. PARTHENIADES, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 91 pp. 755-771.
141. PÉREZ AYALA, F., RAFAELLI, S., BREA, J.D. PEVIANI, M., 1998. Programa de manejo integrado de la Cuenca del Iruya. Metodología para su desarrollo. Anales del XVII Congreso Nacional del Agua. Santa Fe, Argentina.
142. PILARCZYK, K., 1998. Dikes and Revetments, Design, Maintenance and Safety Assessment. Balkema, Rotterdam.
143. PILARCZYK, K. 2001. Unification of Stability Formulae for revetments.

144. PITTAU, M.; SARUBBI, A.; MENÉNDEZ, Á.; 2003. Análisis del avance del frente del delta del Río Paraná. III Congreso Argentino de Ingeniería Portuaria. Asociación Argentina de Ingenieros Portuarios (AADIP).
145. POLANSKI, J., 1966. Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas. Manuales de EUDEBA, 67 pp
146. PREZEDWOJSKI, BLAZEJEWSKI Y PILARCZYK K.W. 1995. River Training Techniques. Balkema, Rotterdam.
147. RICKENMANN, D., 1990. Debris flow 1987 in Swizerland: modeling and sediment transport. Hydrology in Mountainous Regions. IAHS Publ. N° 194.
148. RICKENMANN, D., 1999. Empirical relationships for debris flows. Natural Hazards 19. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
149. SARUBBI, A.; PITTAU, M.; MENÉNDEZ, A., 2004. Delta del Paraná: Balance de Sedimentos. Proyecto "Simulación y predicción del crecimiento del frente del Delta del Río Paraná". A. Delta del Paraná: Balance de dedimentos. Proyecto LHA 235. Informe LHA 02-235-04. Proyecto Pict 802/Oc-Ar.
150. SARUBBI, A., 2007. Análisis del Avance del Frente del Delta del Río Paraná. Tesis de grado en Ingeniería Civil. Facultad De Ingeniería. Universidad De Buenos Aires
151. SCARTASCINI, G.; 1971. Caudales sedimentarios en suspensión del Río Alto Paraná. Actas V Congr. Nac. del Agua, Santa Fe, Argentina
152. SCHUMM, S. A. 1977. The Fluvial System. Blackburn Press, UK & USA.
153. SEMINARA, G., 2006. Meanders. Journal of Fluid Mechanics, 554: 271-297.
154. SIEGEL, F.; PIERCE, J.; URIEN, C.; STONE JR., I.; 1968. Clay Mineralogy in the Estuary of the Río de la Plata, South America. XXIII International Geological Congress. Vol II
155. SHARPE, C.F.S., 1960. Landslides and related phenomena. Columbia University Press, 138 pp. New York.
156. SPALLETTI, P.D., BREA, J.D., 2004. Predicción de la sedimentación de embalses mediante modelos unidimensionales tradicionales. VI ENES - Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Vitoria, Brazil.
157. SPALLETTI, L., 1972. Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy. Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología VIII: 137-225
158. SPALLETTI, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 8, 175 pp
159. P.SPALLETTI, J.D.BREA, M.BUSQUETS. 2002. "Análisis de sensibilidad de algunos de los parámetros de cálculo de la evolución morfológica de ríos de montaña." XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba. Octubre de 2002.
160. SPALLETTI, L., BREA, J.D., SPALLETTI, P., 2002. Contribución al ordenamiento conceptual geológico-hidráulico de flujos densos. Seminario sobre flujos densos en áreas de montaña. San Salvador de Jujuy. Argentina.
161. STRAHLER, A.N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: V.T. Chow (ed.) Handbook of Applied Hydrology, Section 4-II. McGraw-Hill, NY, USA.
162. SUN, T., MEAKIN P., JOSSANG T. AND SCHWARZ, K., 1996. A simulation model for meandering. Water Resources Research, 32 (9): 2937-2954.

163. TAKAHASHI, T., 1978. Mechanical characteristic of debris flow. J. of Hydr. Div., ASCE, 104.
164. TAKAHASHI, T., 1991. Debris Flow. IAHR. Monograph. A.A.Balkema. Rotterdam.
165. TARELA, P.A., SPALLETTI, P.D., 2000. Comparación de modelos matemáticos para sedimentación de embalses. Informe LHA-S5-091-00. Proyecto Interno PRO 1.111.
166. THOMAS, W.A. AND PRASUHN, A.L., 1977. Mathematical modeling of scour and deposition, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 103 No. HY8 pp. 851-863.
167. US ARMY CORPS ENGINEERS, HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. 2002. River Analysis System HEC RAS Version 3.1- User's Manual.
168. VANDINE, D.F., 1996. Debris flow control structures for forest engineering. Res.Br. British Columbia, work pap 08.
169. VANONI, V., 1975. Sedimentation Engineering. American Society of Civil Engineers. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 54. New York.
170. VAN RIJN, L. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Acqua Publications.
171. VAN ROMPAEY, A., BAZZOFFI, P., JONES, R.J.A., MONTANARELLA, L. 2005. Modeling sediment yields in Italian catchments. Geomorphology, Vol. 65, pp. 157–169.
172. VIERA, V.; BRANDÁN, E.; 1997. Estudios geomorfológicos tendientes a establecer la evolución histórica, el estado actual y la tendencia futura de la captura del río Iruya. Convenio UNSa-COREBE. Acta Complementaria Nº 1.
173. WAN, Z., WANG, Z., 1994. Hyperconcentrated Flow. IAHR Monograph Series. A.A.Balkema.
174. ZEMLJIC, M., 1971. Calcul du debit solide – Evaluation de la vegetation comme un des facteurs antierosif. International Symposium Interpraevent, Villach, Austria.

Siglas y abreviaturas

ANEEL: Agencia Nacional de Energía Eléctrica, Brasil

AyEE: Agua y Energía Eléctrica, Argentina

COBINABE: Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y Río Grande de Tarija

CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales, Argentina

COREBE: Comisión Regional del Río Bermejo, Argentina

EVARSA: Evaluación de Recursos S.A., Argentina (operador de la Red Hidrológica Nacional)

FMAM: Fondo para el Medio Ambiente Mundial

IGM: Instituto Geográfico Militar, Argentina. Actualmente: Instituto Geográfico Nacional

INA: Instituto Nacional del Agua, Argentina

INCYTH: Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas, Argentina.
Actualmente: Instituto Nacional del Agua (INA)

NOA: Región del Noroeste Argentino (provincias de Salta, Jujuy, Tucumán y La Rioja)

OEA: Organización de los Estados Americanos

OTNPB: Oficina Técnica de los Ríos Pilcomayo y Bermejo, Bolivia

PEA Bermejo: Programa Estratégico de Acción


PNUMA: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente

SIH: Sistema de Información Hidrológica de la Cuenca del Río Bermejo

SSRH: Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación, Argentina

Este libro se terminó de imprimir en Buenos Aires, en los talleres Artes Gráficas PAPIROS, en mayo de 2010.



PEA  BERMEJO



ARGENTINA



BOLIVIA

COMISIÓN BINACIONAL PARA EL
DESARROLLO DE LA ALTA CUENCA DEL RÍO
BERMEJO Y EL RÍO GRANDE DE TARIJA
COBINABE



FMAM - GEF
FONDO PARA
EL MEDIO AMBIENTE
MUNDIAL



PNUMA - UNEP
PROGRAMA DE LAS
NACIONES UNIDAS PARA
EL MEDIO AMBIENTE



OEA - OAS
ORGANIZACIÓN
DE LOS ESTADOS
AMERICANOS