

Estudio: Cuenca del Río Colorado Determinación de Áreas de Riesgo Hídrico

TOMO I

Geomorfología Regional

Elaborado por: Halcrow – Hidroestructuras

Junio 2013

A continuación se transcribe citas de los Capítulos 1 y 4. Geomorfología de la cuenca y Morfología del Cauce Estudio realizado por las consultoras Halcrow e Hidroestructuras, finalizado en junio de 2013.

TOMO I

Capítulo 1: Caracterización de la cuenca

3.2 Caracterización Geomorfológica

3.2.2 Unidad Regional Occidental

a) *Geoformas vinculadas a la remoción en masa*

Tienen un amplio desarrollo en varias secciones de la Unidad Regional Occidental, donde las zonas más afectadas son las siguientes.

1. *Río Barrancas y sus tributarios*

Una zona de extensión destacable se localiza el tramo del valle del río Barrancas que se extiende entre los 36°39'29.28"S - 70° 1'51.67"O y los 36°35'22.44"S - 70° 5'3.03"O, donde afecta a sus dos laterales y a sus tributarios.

El área en la cual se observan geoformas de remoción en masa de distinta tipología cubre una superficie general de aproximadamente 70km². En ella se pueden distinguir las formas de un mínimo de ocho eventos mayores del tipo avalancha de rocas, flujos encauzados y deslizamientos traslacionales y rotacionales. También se reconoce un gran número de formas de este tipo de menor escala.

Se destaca que muchas de las geoformas identificadas son complejas ya que en ellas están presentes particularidades relacionadas con movimientos del tipo deslizamiento que en sus secciones distales culminan en flujos.

Algunos de los desplazamientos de masa identificados llegaron al cauce del río Barrancas y se trasladaron parcialmente sobre la pendiente opuesta de valle endicándolo en forma temporaria.

Tal fue el caso de la forma compleja que se observa en la Figura 1 (La línea roja continua indica la cicatriz superior o corona reciente, la traza verde señala la zona superior de asentamientos rotacionales y la limitada por el trazo amarillo la correspondiente al flujo, el que en su sector central esta severamente erosionado por la acción fluvial que lo afecta desde que se formó. Parte de él se localiza sobre la margen derecha del río Barrancas) y Figura 2 la que se inició a partir de varios deslizamientos rotacionales localizados en la sección superior del lateral izquierdo del valle del río Grande, los que posteriormente se desplazaron como una avalancha de rocas que culminó como un flujo denso encauzado que cruzó el cauce y llegó hasta la margen opuesta remontándola parcialmente.

Esta situación originó el bloqueo del río Barrancas dando lugar a la formación de un lago efímero, el que posteriormente se desagotó cuando el río Grande cortó al cenoglomerado dejando parte de él sobre la margen y lateral derecho del valle (Figura 3).

En esta comarca afloran sedimentitas marinas y continentales de edad cretácica en las cuales se reconocen areniscas, limoarcilitas y calizas, las que están coronadas por una serie volcánica de coladas andesíticas, brechas y aglomerados que se disponen en posición subhorizontal, configurando factores litológicos y estructurales que favorecen

iniciales movimientos de remoción en masa del tipo deslizamiento rotacional ante disparadores adecuados.

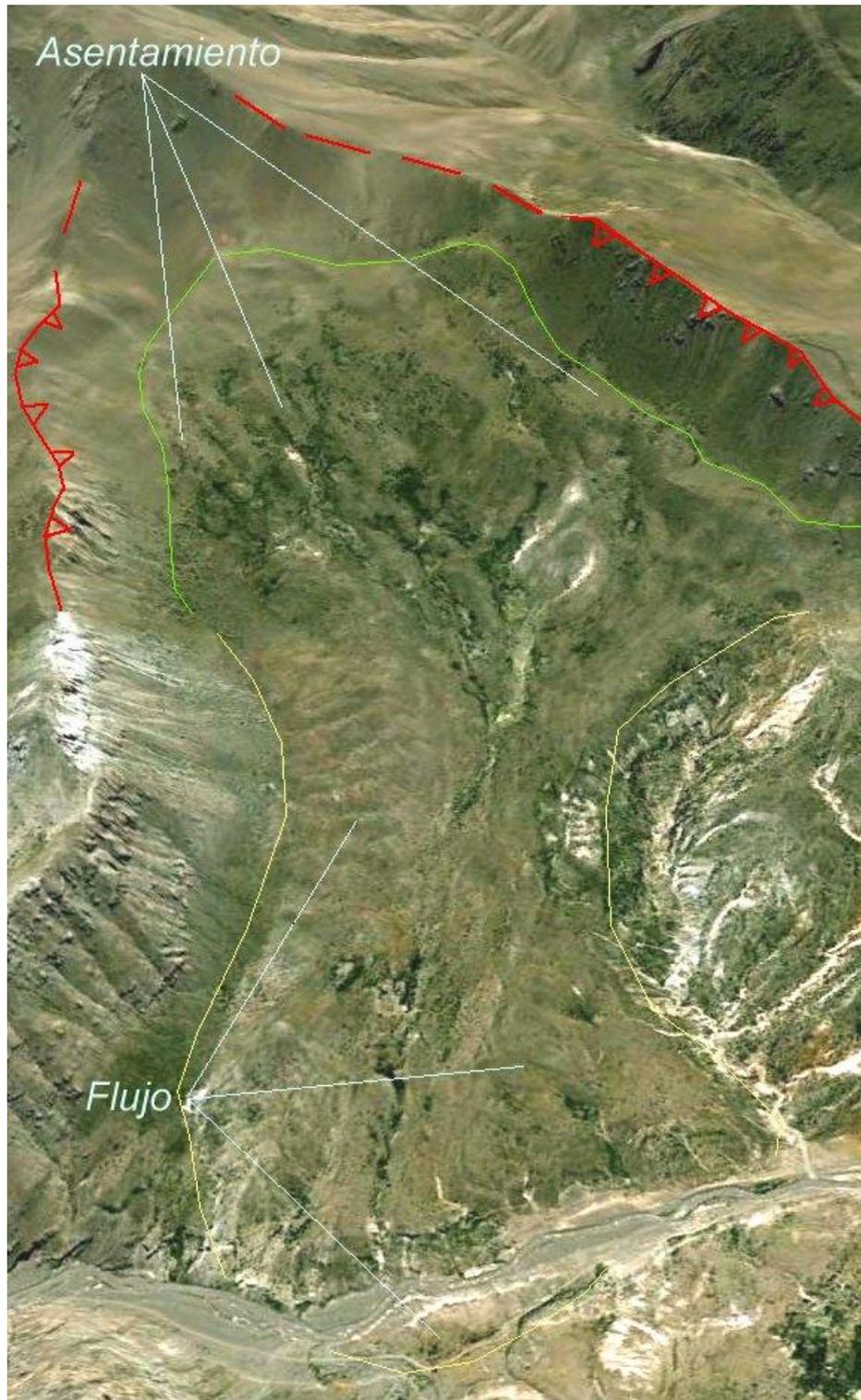


Figura 1: Forma de remoción en masa compleja



Figura 2: Asentamientos y flujos de la Figura 1 según una visual desde la margen opuesta



Figura 3: Acumulaciones del flujo de la Figura 1 situados sobre la margen derecha del río Barrancas

Aguas arriba de la sección fluvial del río Barrancas descrita, se localizan las geoformas relacionadas con otro movimiento de remoción en masa que dio origen a un proceso similar y del cual todavía persiste parte del lago formado, el que es conocido con el nombre de laguna de Carrilauquen. Si bien no se trata de un desplazamiento de masas de gran magnitud, alcanzó importancia crítica debido a los eventos vinculados con su evolución posterior.

Esta geoforma fue inicialmente reconocida por Groeber (1916) cuando describió detalladamente las causas que provocaron la creciente que el día 29 de diciembre de 1914 se desplazó a lo largo de los ríos Barrancas y Colorado produciendo un gran número de daños desde la actual salida de la laguna hasta el océano Atlántico.

Groeber (1916) concluyó que la referida creciente estuvo relacionada con la ruptura súbita del dique natural que contenía a la laguna Carrilauquen, la que antes de este evento tenía dimensiones mucho más importantes que las actuales. Este autor consideró adecuadamente que el dique natural se había estructurado por el derrumbe de un cerro, el que al endicar al valle dió origen a una laguna que llegó a tener su superficie a 95 m. sobre el nivel actual.

Posteriormente a los estudios de Groeber (1916), otros autores han vuelto a describir este evento (González Díaz et al, 2001), confirmando las observaciones realizadas por él.

El movimiento probablemente se inició como múltiples deslizamientos traslacionales a favor de superficies de despegue proporcionadas por una secuencia volcánica de tobas, aglomerados y basaltos intercalados (Groeber, 1947) que inclinan hacia el este según un ángulo más tendido que el de la pendiente cuyo cuerpo forman. Esta condición

estructural y litológica, donde la superficie de despegue es cortada por la pendiente, es muy favorable para deslizamientos de este tipo.

Una vez que las placas se pusieron en movimiento comenzaron a desarticularse a través de los sistemas de fracturación que presentaban inicialmente estas litologías, de tal forma que el material continuó su movimiento como un flujo no encauzado que cruzo al valle sepultándolo y culminó su recorrido sobre la pendiente opuesta. Las crestas de flujo que presenta la superficie de esta acumulación son un claro indicador de que esta fue su condición durante la etapa final del movimiento.

El bloqueo del valle dio origen a la laguna que Groeber (1916) sitúa a 95 m de altura por encima de la superficie que actualmente tiene Carrilauquen, y que este autor identifico sobre las paredes del valle (En la Figura 4, la flecha amarilla señala al curso fluvial en la zona de corte del depósito mientras que la flecha celeste indica la posición que alcanzo el lago antes de su drenaje súbito. Se trata de una superficie de erosión discontinua que en algunos sectores alcanza a tener hasta 6 m de ancho).

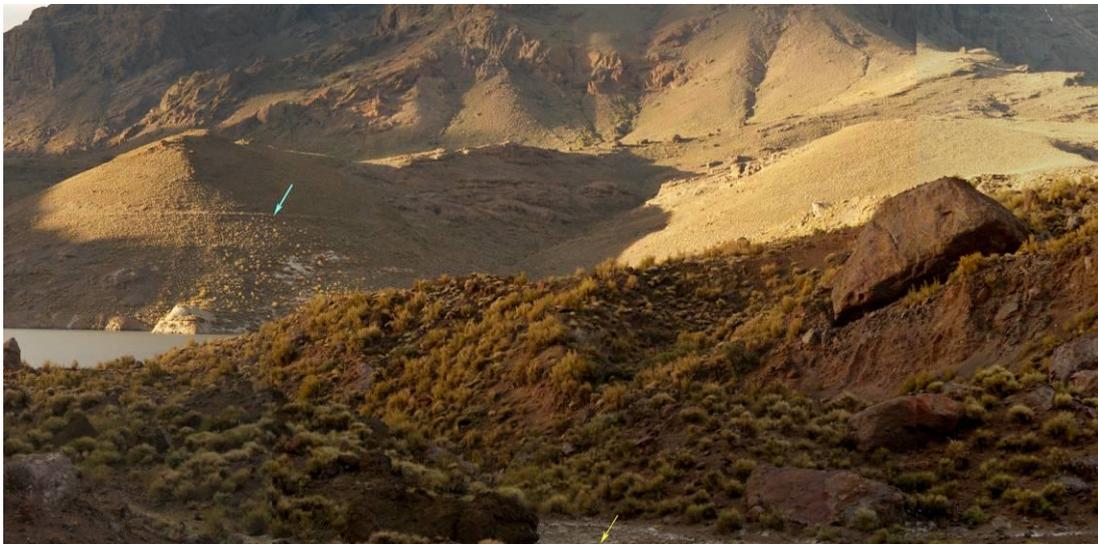


Figura 4: Primer plano de la acumulación que dió lugar al endicamiento

El proceso de ruptura del cierre y posterior desagüe súbito de gran parte del embalse natural dio lugar a la formación de un flujo denso que se desplazo a lo largo de la totalidad del valle del río Barrancas, recorriendo una distancia de más de 60km., hasta su confluencia con el río Colorado, punto a partir del cual continuó por éste último curso fluvial.

El referido flujo dejó una acumulación dimictítica que relleno el piso de valle según espesores que alcanzan una potencia mínima de 8 m. en su zona proximal, según puede observarse en los cortes fluviales que se localizan a los 36°32'38.43"S - 70° 8'5.57"O.

Este depósito se compone fundamentalmente de bloques de diverso tamaño (Figura 5), algunos de los cuales, especialmente los de cenoglomerados, llegan a tener hasta 12 m por 8 m de lado expuesto, lo que presumiblemente implique para ellos un mayor tamaño al estar semienterrados.

En una recorrida a lo largo del río Barrancas se puede determinar que existe una paulatina disminución en el diámetro que tienen los bloques, a medida que se consideran distancias crecientes desde el sitio del endicamiento hacia aguas abajo.

Por ejemplo, a una distancia de 2,8km del punto de ruptura del cierre se observan bloques de 12 m por 8 m. de lado. En cambio a una distancia de 8km. los bloques de mayor tamaño son de 9 m de lado, diámetro que disminuye progresivamente hasta bloques de 6 m. de lado a una distancia de 22km. desde el sitio del antiguo bloqueo. Desde esta progresiva y hasta la confluencia del río Barrancas con el río Colorado, a lo largo de un recorrido de 47km., el diámetro de los bloques de mayor tamaño se estabiliza en los 4m.

Ya sobre el río Colorado, a una distancia de 74km. del antiguo cierre y a 5km. aguas abajo de su confluencia con el río Barrancas, todavía se observan bloques aislado de hasta 2.5m de diámetro.



Figura 5: Campo de bloques relacionado con el flujo denso que se desplazó a lo largo del río Barrancas

La llegada de este material que se trasladó por el río Barrancas hasta su confluencia con el río Colorado, dio lugar en esta localidad al desplazamiento del cauce de éste último curso fluvial hacia el este en un valor máximo de 700 metros. Este desplazamiento es fácilmente visualizado en el sector distal del conoide que se formó a la salida del río Barrancas (Figura 6). Se manifiesta como una faja de tono oscuro de ancho regular, de aproximadamente 270 m., similar al que presenta el cauce y planicie aluvial del río Colorado en esta sección.

La tonalidad que presenta se debe a que en esta faja la vegetación arbustiva crece de manera más pronunciada y en forma muy densa, situación directamente vinculada con una selectiva zona de mayor humedad relacionada con la existencia subsuperficial de un cauce soterrado.

El rasgo referido implica que el cauce no fue desplazado progresivamente sino que fue rápidamente sepultado cuando el flujo llegó a esta confluencia. La capacidad de transporte del río Grande-Colorado no fue suficiente como para trasladar la carga que le aportó el río Barrancas y por lo tanto fue desplazado hacia el Este.



Figura 6: Confluencia del río Barrancas con el río Colorado. El cauce del río Colorado previo al episodio del flujo denso puede inferirse a partir de la faja oscura que se observa en la sección distal del conoide aluvial del río Barrancas

Otra zona con evidencia morfológica de movimientos de remoción en masa se localiza aguas arriba de la laguna de Carrilauquen, sobre el lateral izquierdo del río Barrancas, en la sección fluvial que se sitúa entre los $36^{\circ}28'40.32''S$ - $70^{\circ} 8'52.70''O$ y $36^{\circ}23'8.22''S$ - $70^{\circ}12'20.40''O$.

En este terreno los movimientos fueron del tipo avalancha de rocas, flujos parcialmente encauzados y asentamientos rotacionales. También se trata de formas complejas ya que presentan morfologías híbridas y, además, reiteraciones recurrentes de movimientos gravitacionales de tal forma que puede observarse áreas afectadas inicialmente por un tipo de movimiento, las que posteriormente se removilizaron mediante otro tipo de movimiento de remoción en masa.

6. Caracterización hidrológica general

6.1 Crecidas históricas del Río Colorado

6.1.2 Referencias de la crecida de 1914 (provocada por rotura de endicamiento formado en el Lago Carri – Lauquen).

En el informe elaborado por el DPA - Río Negro (Marzo 2001) se indica, en base al informe de Groeber P. (1916), la existencia de una crecida histórica máxima registrada

en el río Colorado en el año 1914 con un valor de caudal máximo de 7000 m³/s en Pichi Mahuida (muy superior a otros valores máximos) y un volumen del orden de los 2000 Hm³ (valores aproximados). Según el informe de Groeber P. (1916), donde se realiza una descripción del fenómeno ocurrido, se indica que esta situación se produjo como consecuencia de la rotura del dique natural del Lago Carri-Lauquen que se encuentra en la Alta Cordillera interrumpiendo el curso del río Barrancas"El Lago se ha vaciado casi por completo en una sola noche...". "De los 21,5km de largo que tenía el lago sólo le quedan 5,6km, y la superficie bajó 95 m más o menos".

En lo que respecta a la formación del lago indica que la misma se produjo por obstrucción de un valle preformado, debido al desmoronamiento de un cerro, agregando: " se ve que el pié de la barda que quedó está envuelto en un gran cono de deyección. Esto prueba que la barda y con ella el desmoronamiento son muy antiguos." Luego también hace referencia a que la edad del lago es considerable, diciendo finalmente: "..... los bloques y piedras que constituyen el dique están cimentados por tierra arcillosa. En un principio el dique se componía, como sucede generalmente, sólo de bloques. La tierra proviene de la descomposición subaérea de las rocas y luego fue infiltrada por el agua pluvial en la parte inferior del dique. El proceso de esta descomposición ha necesitado mucho tiempo. Me parece pues, que la tradición local, según la cual los abuelos de los actuales moradores conocieron el valle vacío, no debe tenerse en cuenta."

La crecida histórica crítica, denominada la "crezca grande", se produjo según Rocca (Rocca, 2004), por el colapso del endicamiento natural, de una antigüedad mínima de 427 años debido a un anómalo incremento de la precipitación y acumulación de nieve en el invierno de 1914, circunstancia a la cual se sumó un derretimiento tardío de la misma que incrementó considerablemente el nivel del agua (Costa y González Díaz, 2007) hasta posteriormente colapsar bajo la forma de un debris flow con un porcentaje del 40 a 80% en peso de sedimentos (Scott, 1988).

TOMO I

Capítulo 4: Geomorfología de la Cuenca y Morfología del Cauce

2. Caracterización Geomorfológica

2.1 Geoformas Fluviales

2.1.1 Planicie de inundación de los ríos Colorado, Barrancas y Grande y de sus tributarios principales

Río Barrancas

Por su parte, la planicie de inundación del río Barrancas presenta contrastes notables cuando se comparan las características que se observan tanto aguas arriba como aguas abajo de la laguna de Carrilauquen, cuerpo de aguas éste que se formó debido a un endicamiento del valle por un evento de remoción en masa del tipo deslizamiento traslacional.

Debe destacarse que el lago formado inicialmente fue de mayor magnitud en extensión y altura del que se observa actualmente, ya que el primero se vació parcialmente en forma catastrófica en 1914.

Todos los sucesos referidos, desde la formación del lago hasta su posterior parcial vaciamiento, afectaron severamente la evolución del río Barrancas y sus tributarios desde el lago hacia su cabecera y desde este cuerpo de aguas hacia su confluencia con el río Colorado, variando su hábito, morfometría de canal, perfil de equilibrio y características geomórficas de su planicie de inundación y niveles de terraza adyacentes.

Incluso, la ruptura súbita del referido endicamiento, afectó también a la sección del río Colorado que se extiende desde su confluencia con el Barrancas hasta el océano Atlántico.

En la sección superior al referido cuerpo de aguas, el río Barrancas se encuentra inciso en las formaciones rocosas que afloran en este distrito geológico, desarrollando un hábito irregular, con tramos controlados por fracturas. La otra característica destacable es que a lo largo del cauce la planicie de inundación es extremadamente limitada a inexistente. En los pocos tramos en los cuales está presente, los que no superan más de tres recorridos, no llega a los 50 m. de ancho y 600 m. de largo.

Sin embargo, esta situación cambia progresivamente en las cercanías de la margen oeste del lago, sitio en el cual el río Barrancas desagua en este cuerpo de aguas. De esta forma, 21 km. antes de su conexión con el lago, la planicie de inundación pasa desde inexistente hasta desarrollar un ancho máximo de 600 m., magnitud que alcanza en su contacto con el borde lacustre. Sobre la casi totalidad de esta geoforma se desarrolla un hábito entrelazado. Se destaca sin embargo, que el último tramo de aproximadamente 1600 m. de longitud de esta planicie de inundación, debe ser más bien considerado un cuerpo deltaico.

Otro aspecto a señalar para esta sección fluvial superior al lago, es la existencia de una notable onda de rejuvenecimiento en la red tributaria que se extiende a ambos lados del río Barrancas, especialmente en el lateral oeste.

El motivo por el cual se desarrolló la mencionada y singular planicie de inundación, se debe a que el lago Carrilauquen tuvo una extensión mucho mayor antes de la ruptura catastrófica del depósito de remoción en masa que había endicado al valle, de tal forma que su anterior margen penetraba profundamente en el valle del río Barrancas, inundándolo.

De esta forma, sobre el anterior lago, cuyo pelo de agua se situaba a 95 m sobre su nivel actual, se produjo durante una etapa inicial la progresiva sedimentación lacustre y posteriormente, a medida que la sección oeste del lago se colmataba por las indicadas acumulaciones, se produjo sobre ellas la progresiva progradación fluvial desde el extremo oeste del lago. Esta progradación no llegó a rellenar totalmente al lago ya que mucho antes de que esto ocurriera se produjo su drenaje dramático.

Luego del vaciamiento parcial del lago del año 1914, las acumulaciones lacustres situadas en el piso del mismo quedaron en su mayor parte expuestas y sobre ellas progradaron las acumulaciones fluviales. La superficie inicial que tenían al quedar exhibidas luego del drenaje catastrófico, pasó a ser después de su modificación fluvial reciente, la actual y anómala planicie de inundación que esta sección fluvial exhibe.

Por otra parte, el indicado notable rejuvenecimiento que se observa en la red tributaria se debe a la variación que tuvieron estos cauces en su nivel de base, el que antes de la ruptura del endicamiento se situaba a 95m sobre el actual. Cuando se produjo vaciamiento súbito del lago, el nivel de base de estos cursos descendió un máximo de 95m para los más cercanos al cierre y desniveles progresivamente menores para los más alejados a éste. Esta situación dió lugar a que cada cauce regulara nuevamente su perfil de equilibrio de acuerdo al nuevo nivel de base, regulación que se dió a partir de un proceso de incisión fluvial acelerada.

La transmisión de la erosión vertical a las pendientes adyacentes de cada tributario puede observarse actualmente como una clara onda de rejuvenecimiento que avanza rápidamente hacia las pendientes superiores. Asimismo, como la mayor caída del nivel de base se verificó para los cursos fluviales cercanos al cierre, la onda de rejuvenecimiento es mucho más evidente y extendida en esta sección. La misma se atenúa hacia la cuenca alta en concordancia con la menor caída que tuvieron estos ríos en sus niveles de base, hasta finalmente desaparecer a partir de la antigua línea de costa lacustre.

En contraste con lo observado aguas arriba del lago, aguas abajo de él, e inmediatamente después de la ruptura, la anterior planicie de inundación y el cauce del río Barrancas fueron totalmente sepultados por el flujo denso que se desplazó por el valle.

Tanto la morfometría del cauce original como su probable planicie de inundación y niveles de terraza baja adyacentes han desaparecido en su totalidad y en su lugar se observa actualmente la superficie irregular de un flujo denso en el cual son muy comunes los bloques de dimensiones métricas. Esta acumulación dimictítica modificó severamente el perfil de equilibrio de este curso fluvial elevándolo, de tal forma que el río Barrancas, a partir de 1914 esta regulando un nuevo perfil equilibrado mediante una fuerte incisión del cauce en el depósito del aluvión.

Todos los sucesos referidos tanto para la sección fluvial superior al lago como la inferior a éste que fueron disparados a partir de la ruptura de año 1914, incrementaron la tasa de transferencia de la carga transportada por el río Barrancas hacia el río Colorado, la que antes del evento había mermado debido a que el lago Carrilauquen se comportaba como una trampa clástica que retenía el aporte que provenía desde su cuenca superior. Esta situación cambió radicalmente luego del evento de ruptura catastrófico.

El ingreso de carga más abrupto y de mayor volumen se produjo durante el episodio del flujo encauzado, el que transportó granulometrías desde limos, arenas, gravas y bloques que llegaron hasta el río Colorado. Como un dato puntual sobre la capacidad de transporte desplegada por el flujo encauzado se destaca la presencia de bloques de hasta 2,5m de diámetro, que se sitúan sobre el río Colorado a una distancia de 74km del endicamiento y a 5 km aguas abajo de su confluencia con el río Barrancas.

Posteriormente al evento del aluvión y hasta la actualidad, el referido proceso de reactivación de la erosión vertical sobre el depósito de remoción en masa que ocupó el piso del valle del río Barrancas, transfiere abundante carga clástica al río Colorado, situación que se mantendrá hasta que el primero alcance un nuevo perfil equilibrado.

En esta sección fluvial el río Barrancas no presenta una planicie de inundación formal y estable debido a que este curso no alcanzó todavía una condición fluvial apropiada para su construcción y estabilidad duradera.

2.2 Geoformas Lacustres

Las geoformas de este tipo se localizan en las lagunas que se extiende a lo largo de la cuenca del río Colorado. En estos ambientes pueden llegar a desarrollarse cordones lacustres marginales, paleo acantilados reducidos, plataformas de erosión de olas, pequeños conos deltaicos y evaporitas, que en la mayoría de los casos observados no alcanzan una magnitud que permita representarlos a la escala del mapeo realizado, salvo un caso situado en la cuenca inferior.

Las lagunas en las cuales se han observado las referidas geoformas tienen orígenes y régimen diverso. Por ejemplo, la mayor parte de las geoformas de este tipo situadas en la sección intermedia e inferior de la cuenca reconocen un origen compuesto ya que han evolucionados como bajos eólicos en los que además intervienen el proceso fluvial y eventualmente la remoción en masa. Son además de régimen estacional, razón por la cual las formas lacustres son de baja producción. Las cuencas más desarrolladas configuran en realidad la zona de recepción de sistemas fluviales temporarios relacionados con pedimentos convergentes.

Por otra parte, las cuencas lacustres situadas en la cuenca superior han sido generadas en su mayor parte por procesos de remoción en mas, criogénicos y volcánicos modernos. Además, son de carácter permanente.

Por ejemplo, la laguna Fea reconoce un origen a partir de la emisión de coladas provenientes de emisores locales, que se proyectaron sobre un valle glaciario al que endicaron. A partir de este evento se generó la inundación parcial de la artesa con la consiguiente formación de la referida laguna. En ella se pueden observar sobre su margen oriental crestas de playa generadas por los vientos que provienen desde el Oeste.

Una situación similar en cuanto a su origen, se puede definir para la laguna situada inmediatamente al Noreste de la descripta.

Se destaca finalmente la laguna de Carrilauquen, ya tratada en el ítem 0, la que reconoce su origen a partir del bloqueo del valle por efecto de un deslizamiento traslacional que culminó como una avalancha de rocas.

En este ambiente se puede reconocer un antiguo nivel lacustre que ilustra cual era la posición inicial de la altura de la laguna en una etapa previa a su vaciamiento parcial. El referido rasgo geomórfico se manifiesta de varias formas; como un cordón lacustre discontinuo, como niveles de terraza lacustres labrados localmente sobre sedimentitas y como un pequeño paleo acantilado, en este caso de mayor continuidad.

2.3 Geoformas de Remoción en Masa

Las geoformas de este tipo tienen una selectiva localización en la cuenca regional del río Colorado.

Por ejemplo, no se las observa, más allá de localizaciones muy puntuales, en la sección media e inferior y solo alcanzan un desarrollo importante en su sección superior especialmente en el valle del río Barrancas, sobre la pendiente norte del río Colorado y sobre la pendiente oriental del río Grande, un sector importante del lateral derecho de dicho valle, y en sectores aislado de su cuenca media y superior. A lo largo de las referidas localidades se han observado movimientos de remoción en masa del tipo deslizamiento traslacional, deslizamiento rotacional, avalancha de rocas, flujos densos encauzados, flujos no encauzados, formas híbridas y complejas y movimiento indiferenciados.

a) Río Barrancas y sus tributarios

Una zona de extensión destacable se localiza el tramo del valle del río Barrancas que se extiende entre los 36°39'29.28"S - 70° 1'51.67"O y los 36°35'22.44"S - 70° 5'3.03"O, donde afecta a sus dos laterales y a sus tributarios.

El área en la cual se observan geoformas de remoción en masa de distinta tipología cubre una superficie general de aproximadamente 70 km². En ella se pueden distinguir las formas de un mínimo de ocho eventos mayores del tipo avalancha de rocas, flujos encauzados y deslizamientos traslacionales y rotacionales. También se reconoce un gran número de formas de este tipo de menor escala.

Se destaca que muchas de las geoformas identificadas son complejas ya que en ellas están presentes particularidades relacionadas con movimientos del tipo deslizamiento que en sus secciones distales culminan en flujos.

Algunos de los desplazamientos de masa identificados llegaron al cauce del río Barrancas y se trasladaron parcialmente sobre la pendiente opuesta de valle endicándolo en forma temporaria. En este caso el movimiento se inició a partir de varios deslizamientos rotacionales localizados en la sección superior del lateral izquierdo del valle del río Grande, los que posteriormente se desplazaron como una avalancha de rocas que culminó como un flujo denso encauzado que cruzó el cauce y llegó hasta la margen opuesta remontándola parcialmente.

En esta comarca se dan condiciones topográficas, litológicas y estructurales que favorecen los movimientos de remoción en masa del tipo deslizamiento rotacional, los

que posteriormente culminan como flujos densos y avalancha de rocas. Los disparadores del movimiento inicial pueden ser lluvias extraordinarias, corte de pie de pendiente por la acción fluvial y sismos.

Aguas arriba de la sección fluvial del río Barrancas descrita, se localizan las geoformas relacionadas con otro movimiento de remoción en masa que dio origen a un proceso similar y del cual todavía persiste parte del lago formado, el que es conocido con el nombre de laguna de Carrilauquen. En este caso el movimiento probablemente se inició como múltiples deslizamientos traslacionales a favor de superficies de despegue proporcionadas por una secuencia volcánica de tobas, aglomerados y basaltos intercalados (Groeber, 1947) que inclinan hacia el este según un ángulo más tendido que el de la pendiente cuyo cuerpo forman. Esta condición estructural y litológica, donde la superficie de despegue es cortada por la pendiente, es muy favorable para deslizamientos de este tipo.

Una vez que las placas se pusieron en movimiento comenzaron a desarticularse a través de los sistemas de fracturación que presentaban inicialmente estas litologías, de tal forma que el material continuó su movimiento como un flujo no encauzado que cruzo al valle sepultándolo y culminó su recorrido sobre la pendiente opuesta. Las crestas de flujo que presenta la superficie de esta acumulación son un claro indicador de que esta fue su condición durante la etapa final del movimiento.

El bloqueo del valle dio origen a la laguna que Groeber (1916) sitúa a 95 m de altura por encima de la superficie que actualmente tiene Carrilauquen.

El proceso de ruptura del cierre y posterior desagüe súbito de gran parte del embalse natural dio lugar a la formación de un flujo denso que se desplazó a lo largo de la totalidad del valle del río Barrancas, como ya fue descrito.