

# MEGA-DESLIZAMIENTOS DE LA PARED SUR DEL CERRO ACONCAGUA Y SU RELACIÓN CON DEPÓSITOS ASIGNADOS A LA GLACIACIÓN PLEISTOCENA

Luis FAUQUÉ<sup>1</sup>, Reginald HERMANN<sup>2</sup>, Kenneth HEWITT<sup>3</sup>, Mario ROSAS<sup>1</sup>, Carlos WILSON<sup>1</sup>, Valerie BAUMANN<sup>1</sup>, Silvia LAGORIO<sup>1</sup> e Inés DI TOMMASO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires Email: lfauqu@secin.mecon.gov.ar

<sup>2</sup> Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norway. Email Reginald.Hermanns@NGU.NO

<sup>3</sup> Cold Regions Research Centre, Wilfrid Laurier University, Waterloo, Ontario, Canadá Email: khewitt@wlu.ca

## RESUMEN

Con motivo de la confección de un mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa que afectan a la localidad de Puente del Inca, se procedió a revisar la controvertida génesis del depósito Horcones. Se analizó la morfología del depósito y del paisaje circundante, la mineralogía y textura de sus materiales y finalmente se realizaron dataciones radimétricas. Sobre la base de estos estudios se concluye que el depósito de Horcones es el resultado de un flujo saturado derivado de una avalancha de rocas o mega-deslizamiento, originada por el colapso de una divisoria de aguas en la pared sur del cerro Aconcagua, durante tiempos tardioglaciales o postglaciales. Depósitos similares al de Horcones rellenan el valle del río Cuevas hacia el este y son cubiertos por otros, que también previamente fueron considerados como glaciarios (e.g. morena terminal del Drift Penitentes). El análisis de este material en las cercanías de la localidad de Penitentes, utilizando una metodología semejante, revela que corresponde a un flujo de gran envergadura proveniente de la quebrada Mario Ardito. De acuerdo a estas nuevas interpretaciones resulta clara la necesidad de realizar una exhaustiva revisión de la estratigrafía glaciaria en la zona. Surgen además nuevas ideas en cuanto a la génesis del monumento natural Puente del Inca. Finalmente, la comprensión de la evolución geomorfológica de la pared sur del cerro Aconcagua arroja luz sobre los surge del glaciar Horcones Inferior, revistiendo una gran importancia para la evaluación de los riesgos geológicos del Parque Provincial Aconcagua.

Palabras clave: *Aconcagua, mega-deslizamientos, Horcones, Flujos, Penitentes.*

**ABSTRACT:** *Mega-landslide in the southern wall of the Aconcagua and its relationship with deposits assigned to Pleistocene glaciations.* During the preparation of a susceptibility map of mass wasting processes affecting Puente del Inca town, the controversial genesis of the Horcones deposit was reviewed and discussed. The surrounding landscape, the morphology of the deposit along with its mineralogical and textural features were analysed; finally several radiometric data were performed. These studies point out Horcones deposit as a result of a saturated flow derived from a rock avalanche or mega-rockslide that originated by the collapse of a watershed in the southern wall of the Aconcagua hill during tardiglacial or postglacial times. Similar to Horcones deposits were recognized filling the Cuevas river valley to the east, covered by other ones also previously considered of glacial origin (e.g. terminal moraine of Penitentes Drift). The study of this material near Penitentes town, using a similar methodology, reveals that represents another significant flow that came from Mario Ardito tributary valley. According to these new interpretations an exhaustive revision of the glacial stratigraphy of this zone becomes clearly necessary. New ideas regarding the genesis of Puente del Inca natural monument also came up from this study. Finally, understanding of the morphological evolution of the southern wall of Aconcagua hill also enabled to elucidate the surges of Horcones Inferior glacier, of great importance during the evaluation of the risks of the Aconcagua Provincial Park.

Keywords: *Aconcagua, Mega-rockslide, Horcones, Flows, Penitentes.*

## INTRODUCCIÓN

La pared sur del cerro Aconcagua (6.965 m s.n.m.) constituye un rasgo morfológico poco común; con un desnivel que ronda los 2.700 m, es una de las grandes paredes de la Tierra. En ella los afloramientos rocosos alternan con glaciares colgados, de los

que se desprenden avalanchas de hielo que le aportan a esta vertiente un riesgo mayor. Pocas veces nos detenemos a pensar cómo se originaron estas paredes o, si lo hacemos, combinamos: ascenso tectónico, erosión y miles de años, para finalmente dar lugar a una interpretación libre. En el caso de la pared sur del Aconcagua, entre los pro-

cesos erosivos que la modelaron hubo no menos de dos avalanchas de rocas, a las que también denominaremos como mega-deslizamientos (por su enorme volumen), que originaron flujos cuyos depósitos han sido interpretados previamente por otros autores como glaciarios.

Las discrepancias sobre depósitos asigna-

dos indistintamente a las glaciaciones del Pleistoceno o a la remoción en masa, son de vieja data en nuestra literatura geológica. Durante los estudios realizados en la zona pedemontana de Mendoza, Dessanti (1946) describió la "Morena del Quemado", reinterpretada por Polanski (1953) como Cenoglomerado del Quemado y asignado a flujos vinculados con crecientes de detritos. En realidad, a partir de los distintos criterios de interpretación del depósito, se estaba discutiendo la existencia de un extenso englazamiento del piedemonte.

Si nos trasladamos del piedemonte a la alta cuenca del río Mendoza, Espizua (1989) describe los drift Penitentes, Horcones y Almacenes. Posteriormente los depósitos de Horcones fueron asignados por Pereyra y González Díaz (1993) a flujos originados a partir de deslizamientos rotacionales. Recientemente Fauqué *et al.* (2008a y b) consideraron los tres depósitos de drift como flujos distales de avalanchas de rocas. En este caso no hay dudas de que la zona fue englazada durante el Pleistoceno, pero lo que aquí se discute es la validez de la estratigrafía glaciaria de la cuenca del río Mendoza, sobre la base de los depósitos de remoción en masa identificados.

Estos antecedentes nos permiten observar que hace más de 60 años que se confunden depósitos glaciarios y depósitos de remoción en masa. Surge por lo tanto la necesidad de rever y reinterpretar la morfología junto a las características sedimentológicas de los depósitos cuaternarios de alta montaña. La incorrecta identificación como morenas efectuada a depósitos correspondientes a avalanchas de rocas que han sobrevivido a la erosión en terrenos previamente englazados, ha sido precisamente señalada por Hewitt (2002) como frecuente en muchos lugares del mundo. La cartografía detallada de los depósitos cuaternarios ha sido insuficiente en muchas regiones de alta montaña, a pesar de que ella está vinculada al conocimiento de los riesgos geológicos.

Fue precisamente un estudio vinculado con los riesgos geológicos que afectan a la localidad de Puente del Inca, el motivo por el cual se abordó el tema de la génesis

del depósito ubicado en la quebrada de Horcones, con el fin de discernir si éste es de origen glacial o asociado a la remoción en masa. La resolución de este problema obligó a extender las observaciones al valle del río Cuevas y al depósito asignado al drift Penitentes.

Las recientes reinterpretaciones de los drift Horcones, Almacenes y Penitentes fueron presentadas en trabajos resumidos en el XVII Congreso Geológico Argentino, por lo tanto pretendemos aquí brindar toda la información en la que se basa la nueva interpretación de los tres depósitos. Comenzaremos por el depósito de Horcones y finalmente nos referiremos al ubicado inmediatamente aguas abajo de la localidad de Penitentes.

## METODOLOGÍA

En la investigación de los drift Horcones, Almacenes y Penitentes se prestó especial atención a la morfología superficial de los depósitos, a su ubicación y extensión en los valles y a su volumen. Se analizaron además las características morfológicas de los valles de Horcones Inferior, Horcones, Tolosa, Cuevas y Mario Ardito, comparándolos luego con otros valles de la zona. Se estudió también detalladamente la pared sur del cerro Aconcagua, al advertirse en ella algunas morfologías anómalas y/o poco comunes.

Para todos estos análisis se efectuó una fotointerpretación, con fotogramas a escala 1:50.000; también se interpretaron imágenes satelitales Aster, a partir de las cuales se confeccionaron modelos topográficos digitales y, finalmente, se realizaron las tareas de campo. Durante estas últimas se efectuaron observaciones de las características sedimentológicas de los depósitos ubicados a lo largo de los valles mencionados, recolectándose muestras para efectuar análisis composicionales (mineralogía) y texturales (granulometría y redondez), a fin de definir integralmente las características litológicas de los mismos. Por último se hicieron dataciones absolutas por los métodos carbono <sup>14</sup>C sobre depósitos fluviales y lacustres, y nucleidos cosmogénicos

(NC) sobre bloques superficiales de los depósitos en discusión. El análisis de toda esta información permitió finalmente interpretar la génesis de los diferentes depósitos, la edad de los procesos que los originaron y evaluar cuales podrían haber sido los condicionantes y detonantes que los produjeron.

El trabajo ha sido organizado de modo de presentar en primer lugar las observaciones de campo, los datos mineralógicos, texturales y las edades absolutas de los depósitos, luego las interpretaciones que surgen del análisis de toda esta información y, finalmente, las conclusiones.

## LA PARED SUR DEL CERRO ACONCAGUA Y LOS DEPÓSITOS ASIGNADOS A LOS DRIFT ALMACENES Y HORCONES

### Características geomorfológicas

#### *La pared sur del cerro Aconcagua:*

Sobresale en el paisaje debido a su gran elevación y se destaca además por la presencia de glaciares ubicados en ella a distintas alturas (Glaciar Superior, Glaciar Medio y Glaciar Inferior) como se aprecia en la Figura 1a. El Glaciar Superior llama la atención, porque se comunica a través de un pequeño escalón con el Ventisquero de Los Relinchos, glaciar que fluye hacia el valle del río de Las Vacas. Por otro lado, este último glaciar también tiene características muy particulares, pues finaliza en la pared sur del cerro Aconcagua sin una cuenca de alimentación o circo glaciario. Partiendo de la observación morfológica se puede unir en una sola lengua glaciaria al Glaciar Superior y al Ventisquero de Los Relinchos, considerando que habrían fluido, en el pasado, en un valle hacia el este como lo hacen el Glaciar del Este y el Ventisquero Ameghino (Fig. 1b).

Estas tres lenguas glaciarias coinciden en altura, como se puede apreciar en la Fig. 1c<sub>1</sub>, a diferencia del glaciar del Horcones Inferior, mucho más profundizado en el paisaje por erosión diferencial, como consecuencia de la asimetría en el tamaño de los glaciares, en relación a la orientación de los

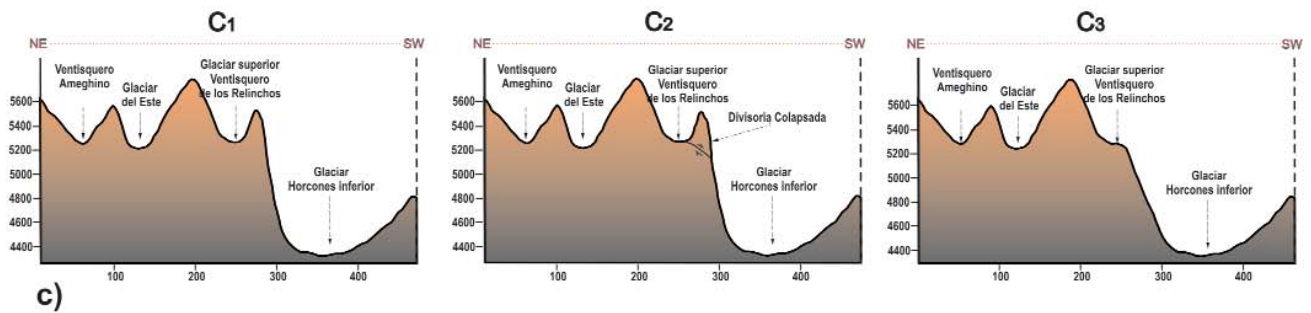
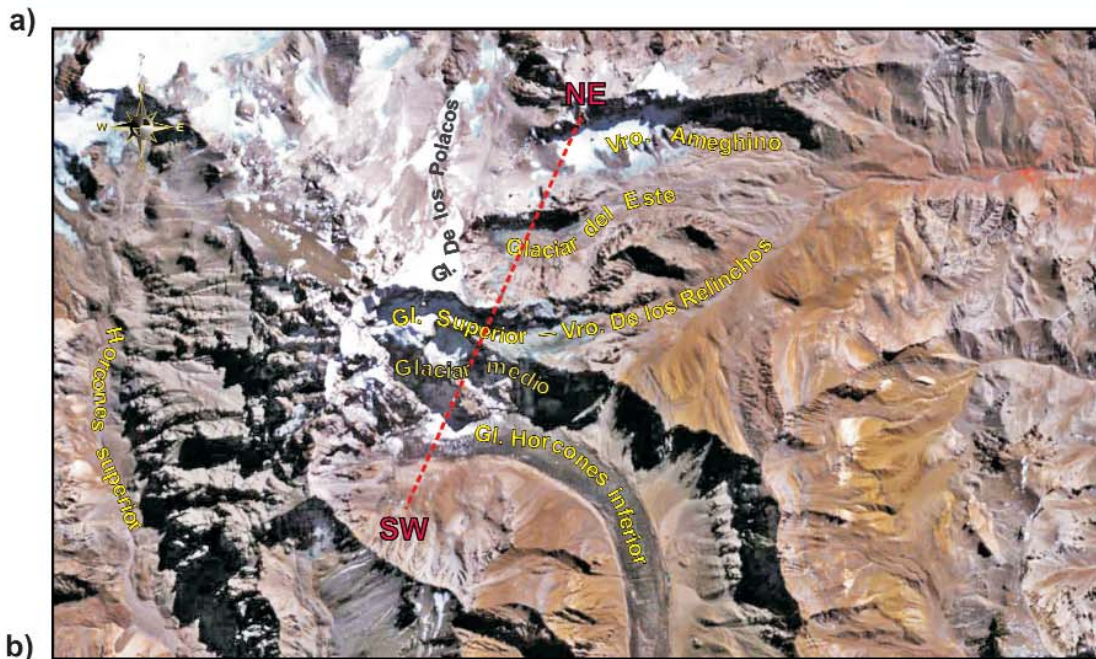


Figura 1: Fotografía (a), imagen (b) y perfiles (c) de la pared sur del cerro Aconcagua.

valles respecto de la insolación.

Para completar este esquema, sólo hace falta una divisoria o interfluvio actualmente inexistente, entre el valle del Glaciar Superior-Ventisquero de Los Relinchos y el valle del Horcones Inferior. Se interpreta que dicha divisoria, hoy ausente, habría existido en tiempos de la glaciación cuaternaria (Fig. 1c<sub>2</sub>), como se analizará más adelante.

#### **La zona de Confluencia:**

Esta zona lleva ese nombre porque allí se unen los valles del Horcones Inferior, del Horcones Superior y la quebrada del Tolosa (Figs. 2a y b). El sector es un poco más amplio que cada uno de los valles individualmente.

Esta característica hizo que allí se emplazaran varios tipos de depósitos. Espizua (1989) describió en la zona seis drift (Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes, Confluencia y morenas indiferenciadas). De ellos, las morenas de los drift Punta de Vacas, Confluencia y Penitentes pueden identificarse en la zona de Confluencia como depósitos glaciares porque conservan la morfología impuesta por el proceso. Pero parte de los depósitos mapeados como morena Horcones, morena Almacenes y morenas indiferenciadas tienen una morfología y composición que complica su interpretación como depósitos glaciares. La detallada caracterización genética de los mismos constituye, en consecuencia, uno de los objetivos de la presente contribución.

Dichos depósitos, aquí en revisión, se distinguen por un paisaje de suaves elevaciones y depresiones (*hummocks*) compuestas por una brecha grisácea, casi monolítica de clastos y bloques angulosos internamente fracturados, que corresponden a las volcánicas aflorantes en la parte superior del cerro Aconcagua (Complejo Volcánico Aconcagua). En la desembocadura de la quebrada de Tolosa se observa un depósito de similares características.

Precisamente en el área de Confluencia, en la barranca ubicada sobre la margen izquierda del valle del Horcones Inferior, se presenta un perfil de aproximadamente 20 metros, en donde se expone claramente

el contacto entre dichas brechas grisáceas y los depósitos glaciares rojizos infrayacentes asignados previamente por Espizua (1993) al Drift Penitentes (Fig. 3).

#### **El valle del río Horcones:**

Entre Confluencia y la quebrada del Durazno, el valle del Horcones se estrecha. Aquí sólo hay escasos remanentes de morenas laterales.

El valle del río Horcones, aguas abajo de la desembocadura del arroyo Durazno, se halla relleno por el depósito aquí denominado Horcones (Figs. 2a y b). Éste sobresale en el paisaje por su gran volumen y por una morfología superficial muy particular. El río Horcones está recostado sobre la margen izquierda del valle, donde labró una estrecha garganta.

El área cubierta por el depósito Horcones es de aproximadamente 6 km<sup>2</sup>. Si bien no se observa ningún perfil completo en el tramo de este valle, a diferencia de lo descrito para Confluencia, se estima probable que el depósito exceda los 30 m de potencia a través de la mayor parte de su área. De acuerdo con esto, su volumen podría ser de al menos 180 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> para el sector en análisis. Teniendo en cuenta que desde el valle del Horcones Inferior hay restos del depósito, el volumen total del flujo debió ser aún mayor.

Su morfología superficial se caracteriza por una sucesión de elevaciones y depresiones, representadas por montículos cónicos o elongados de 5 a 10 m de altura y entre 15 y 30 m de diámetro (Fig. 4). Hay, además, algunas dolinas pequeñas en la parte distal del depósito y muy pocas depresiones con lagunas, lo cual nos indica la presencia de un sustrato impermeable. Los montículos son redondeados y suaves en superficie y en las depresiones se han desarrollado suelos. En un perfil producto de un corte de camino se ha observado un suelo en estas depresiones, cubierto por material detrítico proveniente de los montículos que rodean la hondonada, a modo de microtaludes convergentes. Esta removilización de material desde la parte alta de los montículos hacia las depresiones que los rodean ha suavizado considerablemente la superficie original del depósito. A ella

han contribuido además de la gravedad, los procesos periglaciares, la meteorización superficial y la deposición eólica.

Hacia la zona distal, en la confluencia con el valle Cuevas, el depósito se divide en dos lóbulos; uno penetra perpendicularmente al valle del río Cuevas, en la misma dirección que traía en el Horcones, mientras que el segundo lóbulo se prolonga aguas abajo en el valle del río Cuevas avanzando aproximadamente 2.000 m en él.

El perfil transversal del depósito Horcones señala que es más elevado en el centro que hacia los flancos.

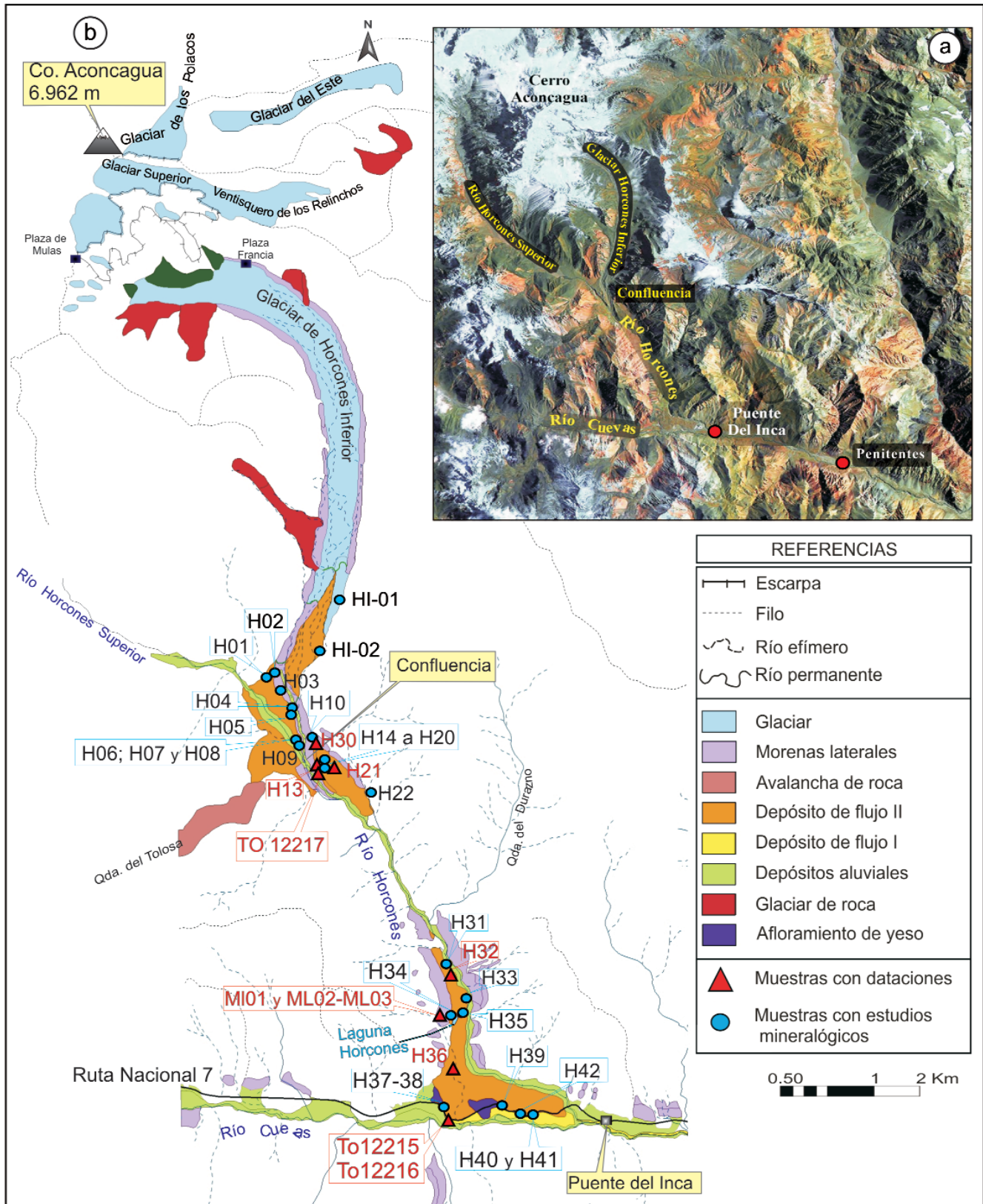
#### **El valle del río Cuevas:**

El borde distal del depósito Horcones se ubica, en consecuencia, en la confluencia de los valles de los ríos Horcones y Cuevas (Figs. 2a y b). Este borde distal del depósito de Horcones está perfectamente definido y tiene una altura variable entre 5 y 10 metros, lo que permite separar al depósito en cuestión de los terrenos circundantes. Estos últimos corresponden a un depósito litológicamente semejante (Fig. 5), ubicado precisamente por debajo, y también de morfología irregular, si bien más suavizada que la del depósito Horcones.

#### **Características litológicas de los depósitos**

De acuerdo con lo mencionado precedentemente, el estudio del material de relleno de los valles del área permitió discriminar esencialmente dos tipos de depósitos, bien distinguibles también por sus características de campo (megascópicas) y morfológicas, previamente considerados como till por otros autores.

Se realizaron numerosos análisis mineralógicos, granulométricos y de redondez sobre la matriz de ambos depósitos presentes en los distintos valles, a fin de plasmar la completa caracterización litológica y definir con precisión la génesis de los mismos. El muestreo se llevó a cabo en los valles de Horcones Inferior, Horcones Superior y Horcones (tanto proximal como distal, ya en la intersección con el río Cuevas). Al depósito infrayacente expuesto por la profundización del río Cuevas, sólo se le



**Figura 2:** a) Imagen del área del cerro Aconcagua, en donde se pueden ubicar el glaciar Horcones Inferior y los ríos Horcones Superior, Horcones y Cuevas; b) Mapa de detalle del área con las unidades cuaternarias reconocidas y la ubicación de las muestras recolectadas tanto para estudios mineralógicos y texturales (en negro) como para dataciones radimétricas (en rojo).

practicó el estudio microscópico de grano suelto del material arenoso-limoso a fin de determinar su composición mineralógica. Una síntesis de las características litológicas del depósito de la quebrada de Horcones fue presentada por Lagorio *et al.* (2008).

#### Metodología

Los ensayos de gabinete realizados sobre la matriz de los depósitos se efectuaron de acuerdo a las condiciones operativas y se describen a continuación.

**Análisis mineralógicos:** La composición mineralógica, excepto las arcillas, ha sido analizada a partir de 2-3 gramos de una muestra de 80 gramos, molida a un tamaño menor a  $35\ \mu\text{m}$ , a través de difracción de rayos X, empleando un difractómetro D5000 (Bruker AXS). Se utilizó radiación de Cu y un monocromador accesorio de grafito. Los datos de difracción fueron tomados desde un  $2\theta$  de  $4^\circ$  hasta  $70^\circ$ , con una amplitud de barrido de  $0,02^\circ$  y un tiempo de barrido del tubo contador de 2 segundos por paso. Se trabajó con 40 KV y 30 mA. El análisis cuantitativo de las fases fue determinado utilizando la técnica de Rietveld contenida en el software BG MN/AUTOQUAN (Bergmann *et al.* 1998).

**Análisis de tamaño de grano:** Para este tipo de análisis fueron usados 12-15 gramos de muestra. Los componentes orgánicos fueron disueltos a través de tratamiento con  $\text{H}_2\text{O}_2$ . El material restante fue tamizado en dos fracciones: mayor y menor a  $63\ \mu\text{m}$ . El primero fue tamizado en todas las divisiones de phi ( $\phi > -2$ ). Del material menor a  $63\ \mu\text{m}$  la fracción tamaño arcilla fue separada utilizando el método Atterberg, mientras que la correspondiente a limo fue analizada con un Mi-cromeritics SediGraph 5100 en todas las divisiones phi.

**Clasificación según la redondez de los granos:** Parte del material restante fue tamizado a  $250\text{-}500\ \mu\text{m}$  y 100 granos de cada muestra fueron clasificados utilizando el determinador visual de redondez según dos dimensiones de Turner.

Todos los datos analíticos obtenidos de las muestras seleccionadas se reportan en el Cuadro 1, mientras que la ubicación de las mismas se incluyó en la Figura 2b.

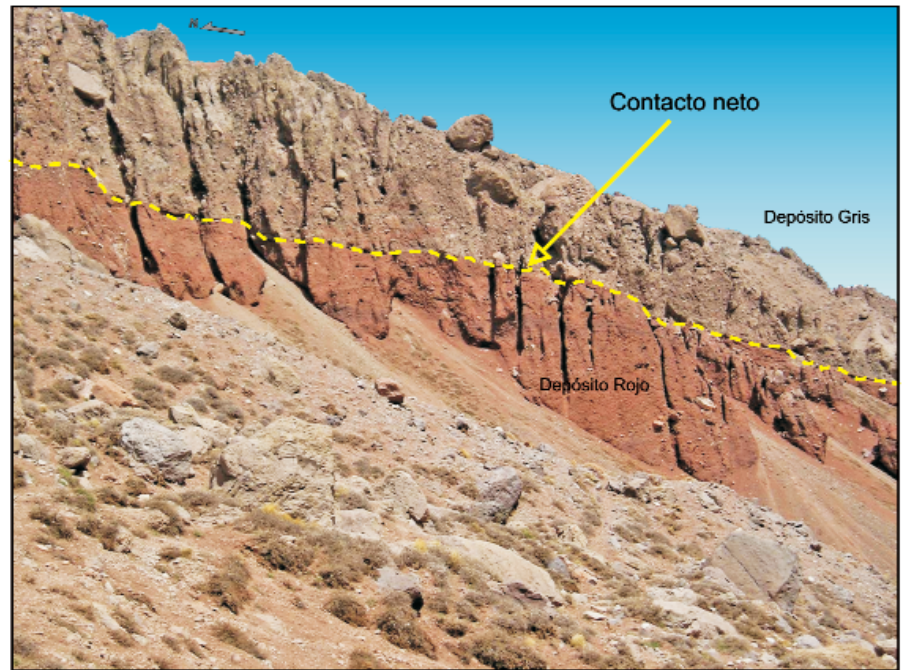


Figura 3: Perfil de Confluencia.

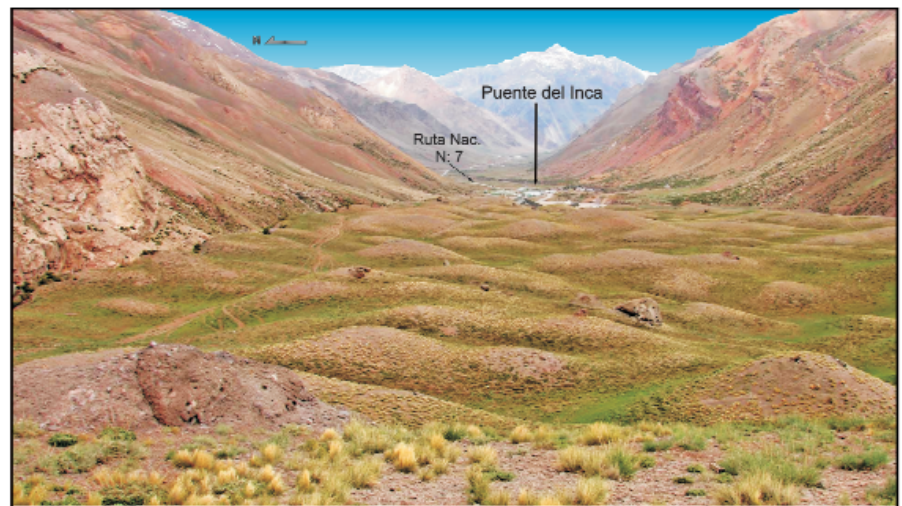


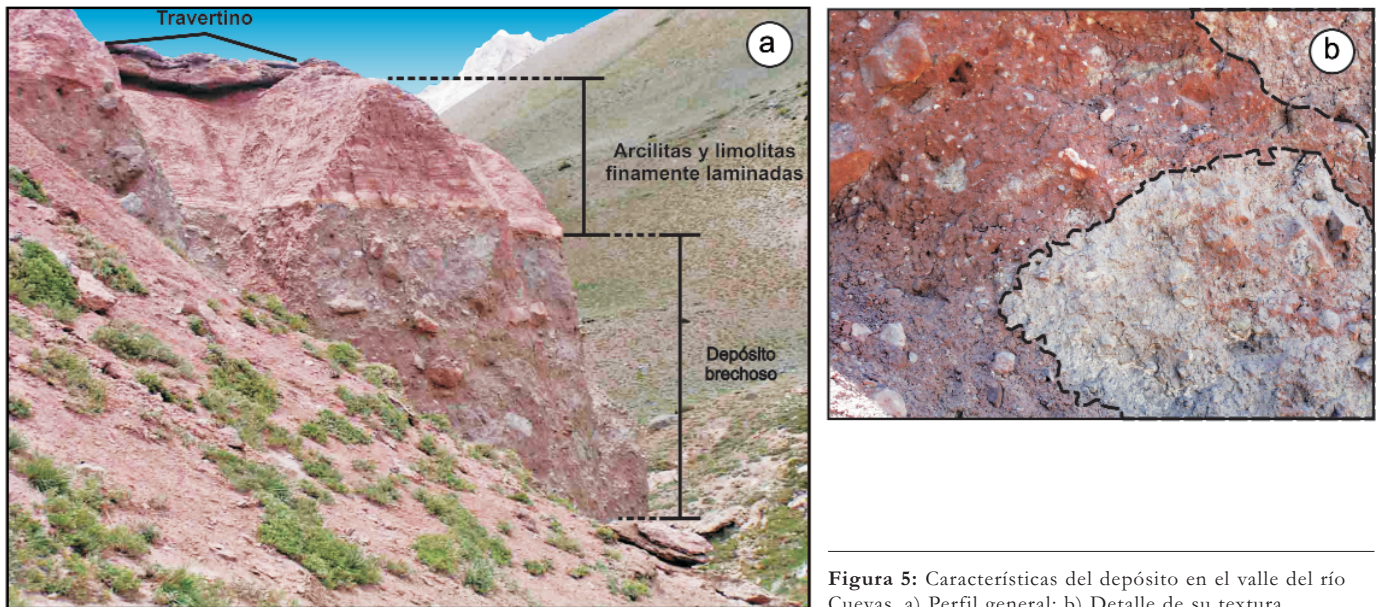
Figura 4: Morfología del depósito de Horcones.

Teniendo en cuenta que Confluencia es el sitio en donde mejor se exponen ambos tipos de depósitos, se procedió en primer término a definir allí las características litológicas de los mismos, para posteriormente efectuar la comparación respecto a lo observado en los distintos valles. Con esta información se realizó la interpretación genética pertinente.

En la Fig. 6 se grafican las características de muestras representativas provenientes de cada una de las zonas analizadas.

#### Características megascópicas y mineralógicas de los depósitos

**Zona de Confluencia:** El perfil de Confluencia antes mencionado está expuesto en la barranca ubicada sobre la margen izquierda del río Horcones Inferior, justo frente a su unión con el río Horcones Superior. Este perfil, de aproximadamente 20 metros (Fig. 3), presenta dos tipos de depósitos claramente reconocibles por su diverso color y posición estratigráfica: 1) rojizos, los más antiguos y 2) grises, los más jóvenes



**Figura 5:** Características del depósito en el valle del río Cuevas. a) Perfil general; b) Detalle de su textura.

(tercio superior de dicho perfil).

El depósito superior, grisáceo, está compuesto por una brecha con bloques de varios metros de diámetro (reconocidos de hasta 5 metros) dispersos en una matriz también brechosa, mal seleccionada (desde gravas hasta arcillas), predominantemente de la misma composición que los bloques. Estos últimos muestran las litologías típicas de las volcanitas del Complejo Volcánico Aconcagua, integradas por lavas, brechas y tobas, de composición andesítica y dacítica. Es importante destacar que este nivel brechoso cubre la mayor parte del sector de Confluencia.

El depósito inferior, rojizo, presenta menor número de bloques, de menor tamaño, subredondeados a subangulosos, inmersos en una matriz con abundante porcentaje de material arcilloso rojizo y participación minoritaria de arenas y gravas redondeadas a subredondeadas. Este depósito rojizo es semejante a los del till Penitentes descrito por Espizúa (1989) ubicados en los laterales del valle del Horcones, a 100 ó 150 m por encima del piso del valle.

El depósito gris, en cambio, presenta características distintivas que motivan su discriminación y el esclarecimiento de su génesis. Si bien algunos sectores de la matriz del depósito gris engloban materiales rojizos de las mismas características que el depósito inferior de la barranca, su porcentaje

es poco significativo, por lo que el depósito superior conserva la tonalidad grisácea de su litología predominante.

Es importante señalar que si bien el contacto entre ambos depósitos es neto, en parte del mismo se registra una delgada intercalación de sedimentos rojizos fluviales, con típicas estructuras de corriente. La composición mineralógica de la matriz de cada uno de los depósitos presenta del mismo modo características distintivas, sintetizadas en los Cuadros 2a y b. Muestras representativas de ambos niveles son graficadas en la figura 6.

La comparación mineralógica entre los dos depósitos, pone de manifiesto que el nivel gris se caracteriza esencialmente por sus mayores contenidos de plagioclasa así como menores de cuarzo, hematita y calcita, respecto al rojo. Asimismo, en el depósito gris resulta más frecuente y abundante la presencia de tremolita, laumontita y alunita que en el rojizo.

Sobre la base de la mineralogía, resulta consistente que la proveniencia de este material gris corresponda a las rocas andesíticas (lavas, brechas y tobas) del Complejo Volcánico Aconcagua, particularmente de su sección inferior que es la que aflora en la pared sur.

Los elevados porcentajes de plagioclasa que presentan las muestras reflejan tanto la significativa abundancia en dicha especie

que poseen las rocas andesíticas, como así también la formación de albita secundaria, de acuerdo a los valores discriminados en el Cuadro 1. Esta última especie junto a clorita, tremolita, calcita, fengita y laumontita constituyen fases típicas de la alteración propilítica que afecta a las andesitas, descrita para las volcanitas del Complejo Volcánico Aconcagua, de acuerdo a la bibliografía existente (Godeas y Pezzutti 1986, Sacomani 1986, Ramos *et al.* 1996). La alunita constituye asimismo una fase mineral de alteración, si bien su presencia es típica de la zona argílica avanzada, también detectada en lavas andesíticas del área (Godoy *et al.* 1988, Ramos *et al.* 1996).

Por otro lado, resulta razonable que el material rojo haya provenido esencialmente de la erosión de areniscas y pelitas pertenecientes a las Formaciones Diamante y Tordillo, que afloran precisamente en el área en estudio y están caracterizadas mayormente por dicha coloración. Este material corresponde a till proveniente de la erosión de las sedimentitas mesozoicas, como consecuencia de la ampliación de los valles por parte de los glaciares.

La mineralogía del material fino rojizo resulta congruente con la que surge del análisis petrográfico general de dichas unidades. El mayor contenido de cuarzo que se registra en el material rojizo respecto al gris es consistente con su importante pre-

**CUADRO 1:** Porcentajes en peso de especies minerales, grado de redondez y granulometría\*

SITIO DE MUESTREO	MUESTRA	MINERALES										REDONDEZ					GRANULOMETRIA									
		Plagioclasa		Qtz	Hem	Cal	Cchl	Phg	Tr	Alu	Lmt	Dol	Or	Gp	Hs	Ank	Ilm	Py	A	SB	SR	R	MR	Lodo	Arena	Grava
		Lab	Alb	Tot																						
Cofluencia	Map. H-05	57,05	20,11	77,16	11,79	2,56	4,11	4,39										98,24	1,77				45,30	22,70	32,00	
Cofluencia	Map. H-06	58,26		58,26	21,45	4,68	8,44	6,72										96,65	2,31	1,05			50,00	22,70	27,40	
Cofluencia	Map. H-07		49,87	49,87	14,77	5,47	8,29	17,78				3,82						97,94	1,87	0,19			45,40	19,50	35,10	
Cofluencia	Map. H-08	73,86	3,54	77,40	8,46	1,53	2,94	2,78	6,9									95,23	3,94	0,72	0,12		47,10	27,50	25,40	
Cofluencia	Map. H-09	62,79	9,82	72,61	15,64	1,71	1,72	6,74	1,58									100,00					47,90	12,60	39,40	
Cofluencia	Map. H-10	27,27	19,59	46,86	15,74	3,27	7,60	6,12	17,77	1,41	1,23							99,31	0,69				51,10	20,30	28,70	
Cofluencia	Map. H-14	58,93	2,23	61,16	13,79	2,46	11,84	9,09	1,66									96,96	2,61	0,44			48,00	17,70	34,30	
Cofluencia	Map. H-15	66,57	2,55	68,83	16,91	3,16	8,97	2,14															46,10	16,10	37,80	
Cofluencia	Map. H-16	27,15	23,78	50,93	11,53	2,15	4,36	7,22	15,42	1,63	1,24	5,53						94,67	4,51	0,62	0,21		43,60	27,80	28,50	
Cofluencia	Map. H-18	25,99	18,34	44,33	18,24	3,43	7,73	6,03	17,93	0,97	1,35							95,58	3,95	0,47			50,10	19,60	30,30	
Cofluencia	Map. H-19	28,80	11,22	40,02	22,88	3,95	6,55	6,96	16,31			3,34						94,12	4,90	0,98			39,90	30,60	29,50	
Cofluencia	Map. H-20	43,20	35,10	78,30	8,38	1,08	3,13	9,12										96,06	3,16	0,59	0,20		38,00	33,70	28,30	
Cofluencia	Map. H-22	17,13	15,59	32,71	16,47	2,38	33,28	7,04	2,92			5,20						96,64	3,07	0,29			48,80	17,60	33,50	
Horcones inferior	Map. H-01	43,21		43,21	14,80	3,85	8,10	6,70	7,08	9,97		5,76	0,52	0,01				98,09	1,91				41,50	23,20	35,30	
Horcones inferior	Map. H-02	65,48	5,11	70,59	6,32	1,18	13,72	8,20										96,42	3,22	0,36			43,00	23,10	33,90	
Horcones inferior	Map. H-03	47,10	32,26	79,35	10,17	1,29	9,18											94,92	3,71	1,17	0,20		43,50	33,20	23,20	
Horcones inferior	Map. H-04	47,09	23,81	70,90	8,48	1,52	12,59	6,51										97,59	2,06	0,34			18,30	40,02	41,60	
Horcones inferior	Map. H-01	33,67	25,01	58,67	12,27	1,84	8,63	12,02	6,56									97,59	2,32	0,09			41,20	36,70	22,10	
Horcones inferior	Map. H-02	30,07	29,33	59,39	10,36	2,67	5,71	4,12	4,17	4,63	8,96							95,66	3,08	0,84	0,28	0,14	47,40	19,40	33,20	
Horcones	Map. H-31	21,42	15,30	36,72	37,88	2,94	10,47	3,48	4,17			4,34						92,34	5,85	1,01	0,40	0,40	48,20	28,90	22,90	
Horcones	Map. H-33	25,64	35,08	60,71	7,06	2,21	4,12	10,93	3,16	5,96	1,59	4,26						99,42	0,46	0,13			47,70	25,10	27,20	
Horcones	Map. H-34	63,83	8,24	72,07	14,58	2,02	1,95	7,00	2,39									95,37	3,34	1,11	0,19		47,70	17,70	34,50	
Horcones	Map. H-35	30,44	19,48	49,93	19,97	2,24	14,60	5,10	4,07	1,95		2,16						93,27	5,31	1,12	0,31		34,00	47,00	19,00	
Horcones	Map. H-37	56,00	12,09	68,09	15,13	1,70	3,62	9,13	2,32									98,84	1,16				46,80	15,70	37,50	
Horcones distal	Map. H-38	34,69	24,07	58,76	14,23	2,15	13,57	4,51				1,41	4,38	0,63	0,37			95,05	4,21	0,50	0,25		48,50	28,10	23,40	
Horcones distal	Map. H-39	55,02	17,94	72,96	12,48	0,66	5,70	8,20										91,36	6,41	1,96	0,26		44,20	25,40	30,30	
Horcones distal	Map. H-40	34,23	40,34	74,57	9,47	0,72	3,92	11,32										95,87	4,14				46,20	32,30	21,50	
Horcones distal	Map. H-41	51,15		76,47	9,05	1,00	3,48	1,54	8,42									94,44	4,32	0,97	0,09		48,80	22,70	28,50	
Horcones distal	Map. H-42	37,61	18,30	55,91	5,14	3,87	5,14	5,80	9,02	5,46	0,65	9,01						98,49	1,51				43,00	25,80	31,20	

\* Material fino que constituye la matriz de los depósitos. Lab = labradorita, Alb = albita, Tot = totales (lab+alb), Qtz = cuarzo, Hem = hematita, Cal = calcita, Cchl = clinocloro, Phg = fengita, Tr = tremolita, Alu = alunita, Lmt = laumontita, Dol = dolomita, Or = ortoclasa, Gp = yeso, Hs = hastingsite, Ank = ankerita, Ilm = ilmenita, Py = pirlita, A = anguloso, SA = subanguloso, SR = subredondeado, R = redondeado, MR = muy redondeado.



**CUADRO 2:** Composición mineralógica

a) Depósito rojizo (muestras H06, H07, H10, H18, H19, H22)					
Siempre presentes mineral		Muy frecuentes (5/6 muestras) ineral		Otros minerales mineral	
mineral	rango	ineral	rango	mineral	rango
Plagiocasa	32 - 59 %	Clinocloro	6 - 18 %	Dolomita	3 - 5 % (2/6 muestras)
Cuarzo	14 - 23 %	Fengita	2 - 18 %	Tremolita	~ 1 % (2/6 muestras)
Calcita	6 - 33 %			Yeso	~ 4% (1/6 muestras)
Hematita	2,4 - 5,5 %			Laumontita	~ 1 % (1/6 muestras)
				Alunita	~ 1 % (1/6 muestras)

b) Depósito gris (muestras H05, H08, H09, H14, H15, H16)					
Siempre presentes mineral		Otros minerales mineral			
mineral	rango	mineral	rango	mineral	rango
Plagiocasa	50,9 - 73 %	Tremolita	1,6 - 7 %		(4/6 muestras)
Cuarzo	8 - 17 %	Fengita	9 - 15,4 %		(2/6 muestras)
Clinocloro	1,7 - 12 %	Calcita	2,9 - 4,4 %		(2/6 muestras)
Hematina	1,5 - 3,2 %	Laumontita	1,6 - 5,5 %		(2/6 muestras)
		Alunita	1,2 - 2,1 %		(3/6 muestras)

sencia en las rocas silicoclásticas. La mayor proporción de hematita resulta acorde a su frecuente participación como cemento en las areniscas y también como clastos, además de generarse por oxidación de magnetita y minerales ferrosos clásticos. La abundante calcita en el material rojizo refleja su presencia como constituyente de los delgados bancos de caliza y niveles estromatolíticos intercalados en la Formación Diamante (estos últimos, particularmente citados en el perfil de Confluencia por Cristallini y Ramos 1996), así como también provenir de niveles calcáreos del Grupo Mendoza y de la Formación Huitrín, que infrayacen a la Formación Diamante. Además la calcita es parte del cemento de algunos bancos de areniscas calcáreas presentes en la Formación Diamante. La ocasional dolomita registrada provendría, del mismo modo, de los niveles de calizas antes mencionados. El escaso y esporádico yeso sería producto de la erosión de los bancos evaporíticos de la Formación Huitrín o bien directamente de la Formación Auquilco, que aflora en la quebrada Horcones Inferior. La presencia de filosilicatos ya sea del grupo de la clorita (clinocloro) como de la mica (fengita, constituyendo sericita), componentes muy frecuentes del material rojizo (5 de 6 muestras), es consecuencia de la participación de estas fases en la matriz de las sedimentitas como producto de la re-

cristalización diagenética, así como de la alteración de clastos de minerales máficos y plagioclasa respectivamente.

*Valle del Horcones Superior:* La mineralogía de la muestra obtenida en Horcones Superior (H1) resulta inequívocamente homologable a la del material rojo de Confluencia (Cuadro 1 y Fig. 6). Esto resulta consistente con los datos de campo, ya que la muestra proviene de un sector correspondiente a abanicos aluviales que involucran esencialmente erosión de la Formación Diamante.

*Valle del Horcones Inferior:* En el valle del Horcones inferior se muestrearon los depósitos glaciarios actuales ubicados sobre el término del glaciar (Muestras HI01 y HI02). Aguas abajo en el mismo valle, pero más cerca de Confluencia se tomaron tres muestras de morenas laterales (Muestras H02, H03 y H04) muy recientes, probablemente asociadas a anteriores surge del glaciar. En todas estas muestras se pone de manifiesto una clara afinidad con las muestras correspondientes al depósito gris de Confluencia (véase Fig. 6).

*Valles del Horcones y del Cuevas:* Como se mencionó precedentemente, aguas debajo de la desembocadura de la quebrada del Durazno aflora el depósito grisáceo denominado Horcones. Hacia la zona distal, en la confluencia con el valle Cuevas, el depósito se divide en dos lóbulos; uno llega

hasta el valle del río Cuevas, en la misma dirección del Horcones, mientras que el segundo lóbulo se prolonga aguas abajo en el valle del río Cuevas avanzando aproximadamente 2.000 m en él. Particularmente hacia la zona distal resulta muy frecuente encontrar porciones de material rojo incluidas en el gris.

En este valle, en donde no se discriminan estratigráficamente los depósitos rojo y gris como en la zona de Confluencia, es posible realizar observaciones e inferencias a partir de la composición mineralógica de la matriz de las muestras obtenidas (véase Cuadro 1 y Fig. 6).

Mientras que escasas muestras son compatibles con el material rojo de Confluencia (H31), otras lo son respecto al gris (H33, H34, H37, H39, H40 y H41) y otras, en cambio, presentan composiciones mineralógicas intermedias entre ambos tipos (H35, H38 y H42). Estas últimas permiten inferir mezcla entre ambos materiales. Esto resulta consistente con las observaciones macroscópicas citadas, en cuanto a que agua abajo en este valle del Horcones se registran porciones de material rojo englobadas por el gris.

El borde distal del depósito de Horcones está perfectamente definido, quedando separado de otro depósito preexistente. Éste involucra brechas asociadas con afloramientos de yeso en el piso del valle y presenta en la parte superior depósitos lacustres compuestos por arcilitas y limolitas finamente laminadas que sobreyacen a los anteriores (Fig. 5a). Este contacto se expone aguas arriba del borde occidental del depósito Horcones.

El depósito que se observa a través del corte producido por el río Cuevas, posee las mismas características del depósito Horcones, caracterizado por bolsones de sedimento rojo contenidos en el gris, evidenciando mezcla entre ambos materiales (Fig. 5b). Se revisaron los perfiles que expone en el relleno del valle la profundización del río Cuevas, aguas abajo de Puente del Inca. En la mayoría de los perfiles analizados la secuencia está compuesta de arriba hacia abajo por:

a) sedimentos finos limo arenosos rojizos,

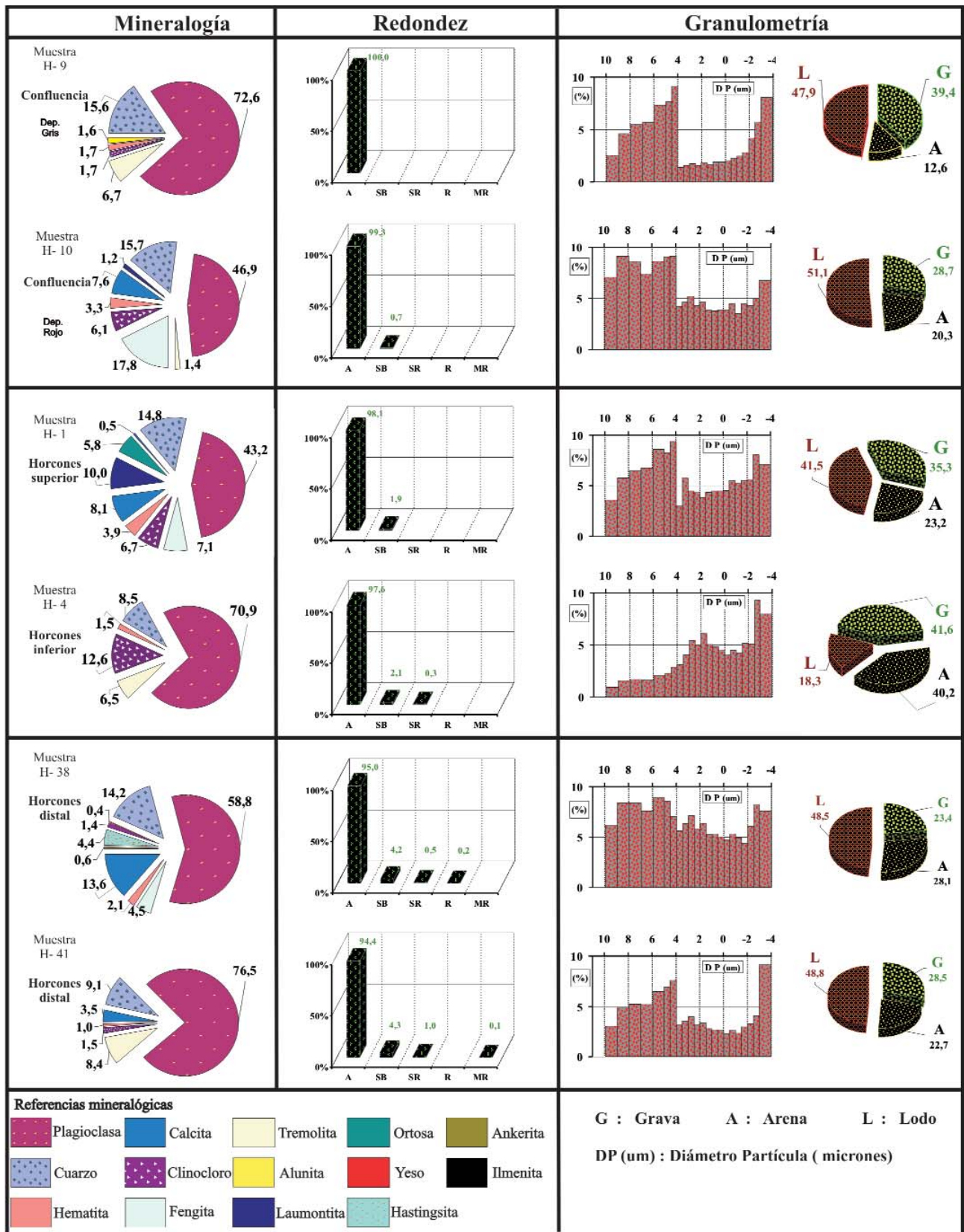


Figura 6: Diagramas ilustrativos de la composición mineralógica, redondez y granulometría de la matriz de muestras representativas provenientes de distintos sectores de los valles.

mezcla de materiales eólicos y sedimentos finos de las facies distales de abanicos aluviales depositados por los tributarios del río Cuevas;

b) gravas fluviales entoscadas por las sales que surgen disueltas de las fuentes termales. El espesor varía de 1,5 a 0,50 metros;

c) brecha similar a la del depósito gris de Horcones. Se observan bloques de las volcanitas del Complejo Volcánico Aconcagua y matriz grisácea, de la misma composición. Ésta engloba porciones de material rojizo.

#### **Características granulométricas de los depósitos**

El depósito grisáceo es heterométrico, presentando desde bloques de decenas de metros cúbicos hasta material tamaño limo-arcilla. La matriz del depósito presenta tamaños de grano que cubren un espectro continuo desde gravas a limo-arcillas.

Se han tomado muestras agrupadas en tres sectores, que permiten ver las variaciones en la granulometría. Ellos son: Confluencia, el valle de Horcones (área más distal del depósito) y la zona de la laguna de Horcones (Fig. 2b), que es un punto intermedio, si bien más cercano a la parte distal.

En el Cuadro 3 se aprecia cómo van variando los porcentajes de las distintas fracciones. El material tamaño grava va disminuyendo su participación aguas abajo. Se observa 32,7 % en Confluencia, pasando a 28,2 % en las proximidades de la laguna Horcones y finalmente 26,98 % en la zona distal (valle del Cuevas). Asimismo se registra, simultáneamente, un incremento de los materiales finos (arenas, limos y arcillas) que en conjunto pasan de 67,2 % en Confluencia a 72,6 % en la laguna Horcones y a 73 % en el valle del Cuevas.

El depósito rojizo es, del mismo modo, un depósito mal seleccionado, con materiales de dimensiones muy dispares, desde arcilla hasta bloques, y carente de estratificación. Resulta muy notable la gran preponderancia de matriz (hasta 90 %) de grano fino y sin estructura, en la que están diseminados escasas guijas y bloques.

La matriz es generalmente arcillosa y menos comúnmente limosa o arenosa. Pero los depósitos de till llevan intercalados capas o lentes de sedimentos fluviales, generalmen-

te con estratificación torrencial muy irregular. Cuando esto sucede, la participación de materiales arenosos es importante, variando entre 30 % y 47 %, como se observa en las muestras H03, H04, H19, H35 y HI01, que mayormente forman parte de morenas laterales.

Los histogramas son típicamente polimodales. Las variaciones granulométricas son antojadizas y, por lo tanto, más difíciles de interpretar que en el depósito grisáceo. En consecuencia, no es posible establecer comparaciones granulométricas con ellos. De todos modos, se observa en la zona de Confluencia que el porcentaje promedio de material rojizo fino (lodo, excluyendo las muestras que involucran participación fluvial -H19, H7-) es ligeramente mayor al de la misma fracción en el depósito gris (50% vs. 46,33%).

*Análisis de redondez:* En todos los casos el porcentaje del material anguloso supera el 90 %, variando desde 91,3 % hasta 99,4 %. Resulta evidente que el análisis de la redondez de los clastos por sí solo no permite discriminar los dos principales depósitos presentes en los valles de la región.

#### **Edades absolutas de los depósitos obtenidas por métodos geocronológicos**

Se realizaron dataciones absolutas por los métodos de carbono 14 y nucleidos cosmogénicos, tanto en el valle del río Horcones como en el valle del río Cuevas. En la Figura 2b se puede observar la ubicación de las muestras analizadas.

Específicamente se realizaron dataciones en el depósito fluvial intercalado entre los depósitos rojizo y grisáceo del perfil de Confluencia, en el depósito de Horcones, en las sedimentitas lacustres situadas en el valle del río Cuevas por encima de dicho depósito y por último se dataron dos morenas laterales, una ubicada en la zona de Confluencia sobre la margen izquierda del valle de Horcones y otra sobre la margen derecha del mismo valle próxima a la laguna de Horcones.

En los Cuadros 4 y 5 se pueden observar los resultados obtenidos por las dataciones.

**CUADRO 3:** Porcentaje de las fracciones granulométricas principales.

	Confluencia	Laguna Horcones	Valle de Cuevas
Lodo	44,6 %	48,7 %	46,14 %
Arena	22,6 %	23,9 %	26,86 %
Grava	32,7 %	28,2 %	26,98 %
	67,2 %	72,6 %	73 %

## INTERPRETACIONES Y DISCUSIÓN

Hasta aquí se han expuesto los datos aportados por la observación de la morfología, los estudios litológicos y geocronológicos. A continuación, utilizando toda esta información se presenta la interpretación propuesta en este trabajo de los depósitos de Horcones y Almacenes, previamente considerados por otros autores como glaciares. En la Fig. 2b se puede apreciar el completo mapeo de las unidades cuaternarias reconocidas, con la caracterización genética pertinente.

#### **La pared sur del Aconcagua**

El Glaciar Superior expone en la pared sur el típico perfil de un valle glaciario cortado longitudinalmente, con sus cabezas o circo al oeste y descendiendo hacia el este, en dirección del Ventisquero de Los Relinchos (Fig. 1a). Debió existir por lo tanto una divisoria de aguas que separaba el valle del Glaciar superior-Ventisquero de Los Relinchos del valle del Horcones Inferior (Fig. 1c<sub>1</sub>).

Se interpreta que esa divisoria de aguas, hoy inexistente, habría colapsado como dos o más mega-deslizamientos, generando flujos que habrían descendido por los valles de Horcones Inferior, Horcones y Cuevas (Fig. 1c<sub>2</sub>).

El colapso de la divisoria entre el valle del Glaciar Superior (5.400 m) y el valle del Horcones Inferior (4.500 m) habría estado favorecido por la gran diferencia de altitud (900 m) entre ambos valles (Fig. 1c<sub>3</sub>).

La profundización del valle del Horcones Inferior, causada por erosión glaciaria, habría producido un sobrepinamiento de las pendientes. Este factor en combinación con el desconfinamiento (*debuttressing*)

causado por el descenso de la masa glaciaria (asociado a la deglaciación del Pleistoceno superior), habría favorecido la inestabilidad de las pendientes.

Esta inestabilidad se puso en evidencia por la progresiva deformación de las pendientes que contribuyó a la generación de avalanchas de rocas y otros deslizamientos. Se interpreta a esta sucesión de acontecimientos como la causa del colapso de la divisoria antes mencionada, generadora de los inmensos flujos de Horcones. El colapso de la ladera, que a partir de ahora se menciona como mega-deslizamiento o avalancha de rocas de Horcones, habría viajado sobre el glaciar del Horcones Inferior, adquiriendo gran movilidad, extendiéndose de este modo a distancias mucho mayores que avalanchas de roca del mismo volumen que no interactuaron con glaciares.

Dicha movilidad habría estado determinada probablemente por la baja fricción de la interfase hielo-detrito, así como por el entrapamiento de un significativo volumen de nieve y hielo cuya fusión habría contribuido a la fluidización del detrito, de acuerdo a lo señalado empíricamente por Ericksen *et al.* (1970). Además, parte del Glaciar Superior habría participado probablemente del mega-deslizamiento, aportando hielo al movimiento.

### La zona de Confluencia

Como consecuencia de la fluidización recién mencionada, cuando el material de la avalancha alcanzó la zona de Confluencia, se concluye que se habría comportado como un flujo de detritos. Este proceso habría generado, en consecuencia, el depósito gris, muy bien expuesto en el perfil de esta localidad, anteriormente descrito y observado en la Fig. 3. Se tipifica como un flujo porque en él bloques y matriz se mezclan de arriba hacia abajo sin un patrón definido. En cambio, los depósitos de avalanchas de rocas se caracterizan por una típica gradación inversa, en la que se concentran los bloques hacia la parte superior y los materiales finos hacia la inferior. La transformación de la avalancha de rocas inicial en un flujo ha-

**CUADRO 4:** Resultados  $^{14}\text{C}$  de sedimentos lacustres en el valle del río Las Cuevas y sedimentos fluviales en Confluencia en el valle Horcones

Número de laboratorio <sup>1</sup>	Concentración de carbono en sedimento	Edad $^{14}\text{C}$ ( $^{14}\text{C}$ años B.P. $\pm 2 \sigma$ )	Edad calibradas <sup>2</sup> (cal años B.P. $\pm 2 \sigma$ )
TO-12215	0,14 %	9.180 $\pm$ 180	8.620 - 8.254
TO-12216	0,27 %	13.670 $\pm$ 220	14.798 - 13.886
TO-12217	0,06 %	12.640 $\pm$ 460	13.543 - 12.098

<sup>1</sup> TO is IsoTrace Radiocarbon Laboratory, Universidad de Toronto

<sup>2</sup> Usando intcal04.14c (Reimer *et al.* 2004)

bría sido el resultado de la abundante participación de agua de fusión, que actuó como fluidizante.

La parte inferior del perfil de Confluencia contrasta con la superior, no sólo por su coloración rojiza, sino además por su textura, como se describió precedentemente. Este depósito es similar a los del till Penitentes descrito por Espizua (1989), ubicados en los laterales del valle del Horcones, a 100 o 150 m por encima del piso de valle actual. Ambos son depósitos de till que registran episodios glaciarios anteriores a los flujos.

El contacto neto entre ambos depósitos así como la fina intercalación fluvial observada en sectores indican que al momento de producirse el flujo de detritos, el glaciar que ocupaba el valle del Horcones Inferior se encontraba aguas arriba de Confluencia, teniendo probablemente una posición bastante similar a la actual.

En la zona de Confluencia, el flujo se expandió formando una especie de abanico que se proyecta unos 500 metros en el valle del Horcones Superior (Fig. 2b), que debió haber sido represado por el flujo. Prueba de ello es la denominación de "Playa Ancha", que se da a la amplia planicie aluvional con cursos no profundizados que constituye el piso de este valle. Dicha planicie es, por lo tanto, el resultado de la agradación sufrida por el valle del Horcones Superior, como consecuencia del represamiento. Además, en su expansión el flujo atravesó todo el valle y remontó contra pendiente la quebrada del Tolosa (Fig. 2b) cuya desembocadura enfrenta al valle del Horcones Inferior (de donde provenía el flujo), antes de encauzarse definitivamente en el valle del Horcones. En la invasión de la quebrada

del Tolosa el flujo penetró aproximadamente 1 km, ascendiendo en este recorrido (*run-up*) aproximadamente 100 m contra pendiente.

Se interpreta entonces que hasta Confluencia, el flujo se habría movilizó sobre el primitivo glaciar Horcones Inferior, incorporando pequeña cantidad de material detrítico glaciario, tal vez debido a su elevada velocidad y baja fricción de la interfase hielo-detrito. Por ello son tan contrastantes las litologías que se ven en el perfil de Confluencia, observado en la Fig. 3. Cabe aclararse que si bien la mayoría del material glaciario presente en el área de Confluencia corresponde a eventos glaciarios antiguos (Drift Punta de Vacas y Penitentes), se registran algunas morenas modernas, de escaso desarrollo, que fueron asignadas al Drift Confluencia, como pertenecientes al Neoglacial por Espizúa (1989).

### El valle del río Horcones

Aguas abajo de Confluencia se interpreta que el flujo comenzó a viajar sobre un valle sin hielo, pero relleno de depósitos glaciarios previos, por lo que la mezcla de materiales fue mucho mayor.

Entre Confluencia y la quebrada del Durazno, el valle de Horcones se estrecha. Aquí el flujo debió haber aumentado su altura, velocidad y consecuentemente su poder erosivo, habiéndose comportado el sector como un "conducto de paso", no quedando registrados depósitos del flujo y observándose sólo remanentes de morenas laterales. La ausencia de depósitos tanto glaciarios como del flujo está favorecida, además, por la inclinación de las capas de la Formación Tordillo, que en la margen izquierda incli-

**CUADRO 5:** Resultados de edades de exposición en la superficie por nucleidos cosmogénicos  $^{36}\text{Cl}$  de diferentes unidades morfológicas en los valles Horcones y Las Cuevas.

Muestra	Roca	Elevación [m]	Geometría al <sup>x</sup>   x <sup>x</sup> an [m]	Lat	Long	Edad 1				Edad 2				Edad 3			
						$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$	$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1s$	$\pm 2s$	$\pm \text{cn}$	$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$
<b>Deposito Horcones</b>																	
Map H-13	Brecha andesítica	3460	1.5 2.5 2	32.761472	69.969694	8300	370	740	490	8170	360	720	470	9050	350	700	920
Map H-21	Arenisca (Tordillo)	3430	1.5 2 2	32.762614	69.968778	10710	330	660	630	10510	320	640	610	10320	310	620	590
Map H-32	Brecha andesítica	3050	2.5 4 4	32.798778	69.943556	11390	80	160	660	11110	80	160	630	10870	70	140	610
Map H-36	Brecha andesítica	2930	1.5 2 2	32.815389	69.943306	8930	360	720	520	8640	330	660	490	8370	320	640	460
<b>Morena lateral</b>																	
Map H-30	Brecha andesítica	3430	1 4 3	32.743116	69.390033	14850	940	1880	600	13880	830	1660	530	13130	760	1520	490
Map HML-01	Brecha andesítica	3120	0.2 1 1	32.804528	69.945639	7840	930	1860	610	7470	870	1740	570	7150	810	1610	540
Map HML-02	Brecha andesítica	3120	0.3 1 1	32.804528	69.945639	2910				2860				2800			
Map HML-03	Brechas andesítica	3110	1.2 1 1	32.803556	69.945500	17040	880	1960	490	16510	830	1640	470	16140	810	1610	460

Edad 1 = calculando las edades con la suposición de 0 mm erosión por milenio. Edad 2 = calculando las edades con la suposición de 2,2 mm erosión por milenio. Edad 3 = calculando las edades con la suposición de 5 mm erosión por milenio. al = altitud del bloque sobre terreno. l = longitud del bloque. an = ancho del bloque. cn = error relacionado a la incertidumbre de la cobertura de nieve en el bloque.

nan con elevada pendiente hacia el eje del valle, generando deslizamientos translationales, que habrían movilizad los materiales allí presentes.

El valle del río Horcones, aguas abajo de la desembocadura el arroyo Durazno se halla relleno por los depósitos de los flujos provenientes de los mega-deslizamientos de la pared sur del Aconcagua. Este depósito de flujo de Horcones se extiende hasta la confluencia del valle homónimo con el del río Cuevas. En este sector el flujo se divide en dos lóbulos, como se describió anteriormente; el correspondiente a la primera oleada del flujo invade el valle del río Cuevas según la dirección que traía, por lo que lo atraviesa completamente. El segundo lóbulo se encauza aguas abajo en el valle del río Cuevas avanzando aproximadamente 2.000 m en él, tal vez represente una segunda oleada de material que acomodándose al depósito dejado por la primera oleada encontró su salida aguas abajo (Fig. 2b).

En relación con el volumen del depósito, se debe tener en cuenta que cuando los

glaciares de valle retroceden, dejan sus depósitos morénicos, pero fundamentalmente se produce una gran reducción de volumen en la masa de hielo y detrito, debido a la ablación del hielo. El depósito de Horcones no refleja esta reducción en el volumen de la masa, es decir que tiene el volumen de un glaciar (hielo+detritos) pero está compuesto exclusivamente por sedimentos que colmatan el valle por varios kilómetros. Esto se refleja en el perfil transversal del depósito más elevado en el centro que hacia los flancos, y en su parte distal con dos lóbulos bien definidos con bordes escarpados. En estos ambientes glaciares de alta montaña, el hecho de que la forma general del depósito se parezca a un glaciar, es un fuerte argumento en contra de un origen glaciario (Hewitt 2006).

La alternancia de litologías de tonalidades grisáceas y rojizas en el depósito es el resultado de que el flujo (grisáceo) incorporó materiales glaciares (rojizos) a lo largo de su trayectoria de aproximadamente 20 km a través de los valles de Horcones Inferior y Horcones, hasta su

destino final en la confluencia de éste último con el valle del río Cuevas.

Los estudios mineralógicos, granulométricos y de redondez realizados sobre la matriz de los depósitos arrojan resultados que apoyan y complementan las observaciones de campo realizadas sobre ellos. Las diferencias tanto megascópicas (de campo) como microscópicas (análisis de la matriz) son más marcadas en Confluencia, donde la mezcla de materiales es muy exigua. La observación se complica, en cambio, aguas abajo, debido a que el depósito final es una mezcla de bolsones de till englobados en los flujos originados por los mega-deslizamientos de la pared sur. Allí el proceso de mezcla surge también del análisis mineralógico de la matriz. El flujo fue incorporando material de los depósitos glaciares previos, contaminándose cada vez más con ellos a medida que se produjo su avance.

De los análisis realizados, la mineralogía permite establecer más contundentemente las diferencias entre los depósitos de flujos y los de till. Las diferencias son más sutiles en el caso de la granulometría.

Esta última permite distinguir dentro de los depósitos de flujo variaciones entre materiales proximales y distales, impuestas por las diferencias en las distancias de viaje que soportaron. La disminución en la proporción del material tamaño grava así como el incremento en la fracción fina (arena, limo y arcilla) que se registra aguas abajo (Cuadro 3, Fig. 6) resulta consecuencia de la atricción que sufre dicho material durante el transporte. El aumento en el contenido de material fino habría estado probablemente favorecido por la incorporación de depósitos glaciares previos, ricos en materiales limo-arcillosos. Dicha distinción entre materiales proximales y distales no se aprecia, en cambio, en el depósito rojizo correspondiente a till.

El análisis de redondez de los clastos que componen la matriz de los depósitos, no permite, en cambio, una eficaz discriminación entre los correspondientes a flujos y los de till.

El hecho que los depósitos morénicos actuales del glaciar Horcones Inferior tengan una litología más afín al flujo que a los depósitos morénicos antiguos requiere una explicación. Actualmente el glaciar del Horcones Inferior sería mucho más reducido en altura y extensión que aquellos que modelaron el valle durante las épocas glaciares del Pleistoceno. Por ello no actúa sobre los laterales del valle y de este modo la carga detrítica que lleva es fundamentalmente proporcionada en cabeceras por las avalanchas de hielo y detrito que lo alimentan en la pared sur del Aconcagua, donde afloran principalmente las volcánicas del Complejo Volcánico Aconcagua.

### El valle del río Cuevas

Como ya se mencionó, el borde distal perfectamente conservado del depósito de Horcones lo separa de un depósito subyacente con similares características morfológicas y litológicas (Fig. 2b; Fig. 5a y b). Por lo tanto este depósito subyacente, mapeado por Espizua (1989) como Drift Penitentes, correspondería a un depósito de flujo, probablemente asociado a otro mega-

deslizamiento de la pared sur del Aconcagua, anterior al que produjo el flujo de Horcones.

A partir de estas observaciones se concluye que en la pared sur del Aconcagua habrían ocurrido mega-deslizamientos anteriores a aquel que generó el depósito de Horcones. Los flujos por ellos producidos habrían tenido gran movilidad, recorriendo los valles del Horcones Inferior, Horcones y Cuevas viajando más de 30 kilómetros.

Estos flujos habrían represado el valle del río Cuevas como lo demuestran los depósitos lacustres ubicados por encima de ellos (Fig. 5a).

Las edades absolutas obtenidas corroborarían las observaciones de campo y permiten esclarecer más acabadamente la evolución cuaternaria de estos valles. La muestra TO-12216 correspondiente a la base de los depósitos lacustres ubicados por arriba del flujo que represó al río Cuevas, arroja una edad de 14.798 - 13.886 <sup>14</sup>C años calibrados. Es decir que fueron depositados entre 800 y 1.700 años después de la última glaciación, de acuerdo a los datos proporcionados por Kaplan *et al.* (2004) para Patagonia.

En Confluencia, el flujo originado por el megadeslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua sobreyace a depósitos fluviales fechados en 13.543 - 12.098 <sup>14</sup>C años calibrados, siendo por lo tanto, el flujo de Confluencia más joven que el que represó el valle del río Cuevas, acorde a la estratigrafía observada.

Por lo tanto, sobre la base de las relaciones de campo y las dataciones radimétricas se puede interpretar que hubo dos eventos distintos de flujos asociados a megadeslizamientos de la pared sur. Cuando el primero de ellos ocurrió, el glaciar Horcones Inferior todavía se hallaba ocupando el valle en Confluencia, lo que justifica que no se encuentren depósitos del primer evento en dicho sitio.

Antes de los 13.543 - 12.098 <sup>14</sup>C años calibrados, el glaciar del Horcones Inferior había retrocedido aguas arriba de Confluencia y esta zona estaba expuesta y recorrida por cursos fluviales. En estas condiciones

y con posterioridad a esta época ocurrió el segundo flujo asociado a los mega-deslizamientos de la pared sur.

El tope de los sedimentos lacustres en el valle del Cuevas tiene una edad de 8.620 - 8.254 <sup>14</sup>C años calibrados, lo que indica que el represamiento del valle debido a los flujos duró hasta esa época, a partir de la cual el rejuvenecimiento de la red fluvial cortó la represa natural producida por los flujos, desaguando el lago y profundizando el valle. Dicho rejuvenecimiento también afectó al valle del río Horcones y, consecuentemente, a sus depósitos. Probablemente en esta época se habría formado, además, el denominado Puente del Inca.

A partir de lo anterior se puede concluir que el depósito del flujo Horcones, cuya parte media aflora en Confluencia y su sector distal en el valle de Las Cuevas, no es un depósito glaciario como propuso Espizua (1989) sino que es un flujo asociado a los mega-deslizamientos de la pared sur generado con posterioridad a los 13.543 - 12.098 <sup>14</sup>C años calibrados y antes de los 8.620 - 8.254 <sup>14</sup>C años calibrados.

Los datos aportados por las dataciones con nucleidos cosmogénicos (NC) de <sup>36</sup>Cl, del depósito de Horcones son coincidentes con una edad postglaciaria para el depósito de Horcones y además lo ubican dentro del lapso señalado por las dataciones de los depósitos fluviales y lacustres por el método <sup>14</sup>C. Todas las dataciones (NC) de los bloques superficiales del depósito se hallan comprendidas entre los 11.110 ± 80 años y los 8.170 ± 360 años. Las edades coinciden dentro de los márgenes de incertidumbre del método y representan de esta manera una sola edad, aunque hay una variación en el promedio estadístico de cada una de las muestras.

De las tres dataciones (NC) realizadas en la morena lateral próxima a la laguna de Horcones (Fig. 2), dos fueron descartadas (Map HML 01 y 02). Éstas resultaron 7.000 y 12.000 años más jóvenes que la otra datación no coincidiendo con la relación estratigráfica observada en el campo. Interpretamos que los bloques dados fueron expuestos en superficie por

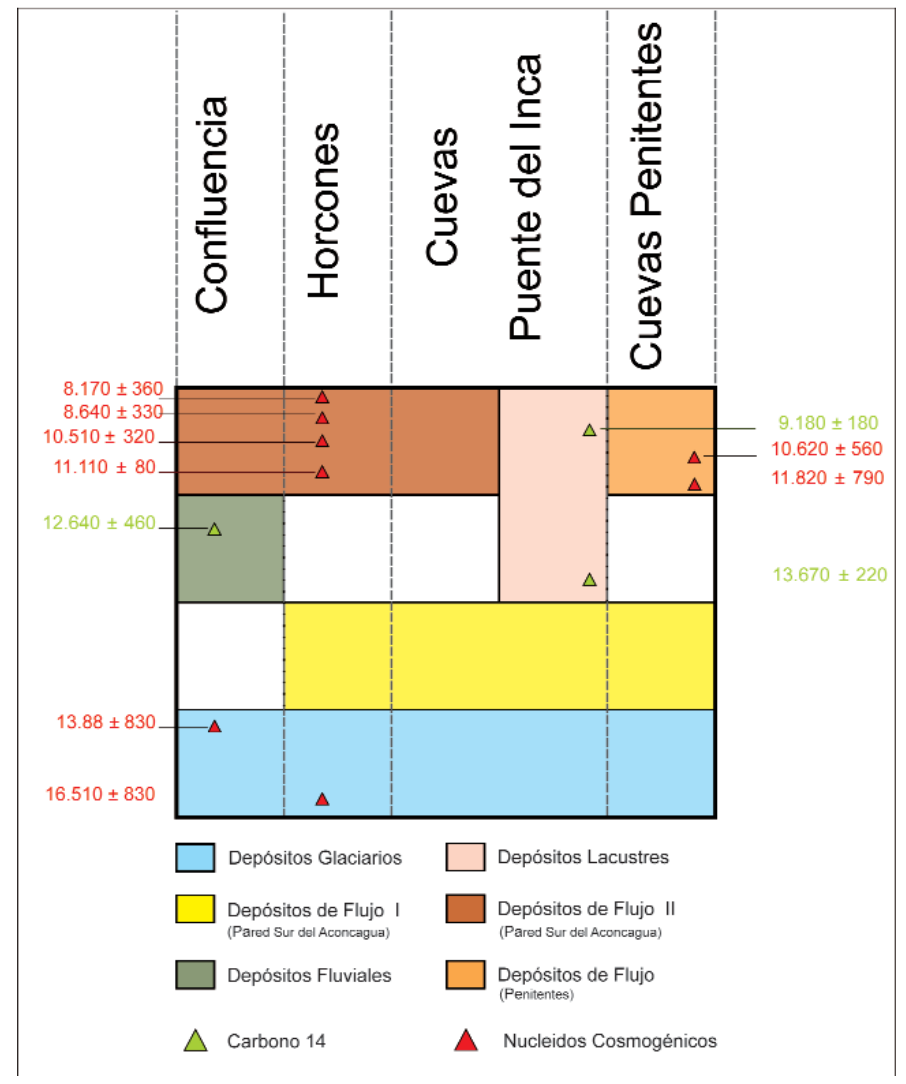
remoción de materiales finos que los cubrían, con posterioridad al emplazamiento del depósito. La tercera muestra cuya edad es de  $16.510 \pm 830$  años indicaría que el depósito correspondería al máximo de la última glaciación (*LGM*) y no como sugiere Espizua (1993) correlacionable con el Wisconsin temprano (cerca de los 40.000 años AP).

La morena lateral datada en Confluencia (Map H 30) dio una edad de  $13.880 \pm 830$  años, se corresponde con la edad del represamiento del valle de las Cuevas por el primer flujo asociado a los mega-deslizamientos de la pared sur. Esto avala la interpretación de que cuando éste se produjo el glaciar cubría la zona de Confluencia, ubicándose su término agua abajo de la misma.

Una síntesis esquemática de las relaciones estratigráficas y edades absolutas, de las unidades cuaternarias analizadas (incluyendo el depósito asignado al Drift Penitentes, que será tratado a continuación), se presenta en la figura 7.

## EL DEPÓSITO ASIGNADO A LA MORENA TERMINAL DEL DRIFT PENITENTES

A través de los estudios realizados en la confluencia de los valles de Horcones y Las Cuevas, se comprobó que los depósitos ubicados más allá del borde distal del depósito de Horcones, asignados por Espizua (1989), al drift Penitentes, corresponden en realidad a flujos anteriores al de Horcones. Estos flujos que invadieron el valle del río Cuevas, recorrieron no menos de 34 km hasta donde comienza el depósito que, la autora citada, asigna a la morena terminal del drift Penitentes. Teniendo en cuenta que estos últimos se sobreponen a los primeros, pero ambos han sido asignados al drift Penitentes, se procedió consecuentemente a efectuar el análisis detallado de los depósitos terminales de Penitentes. En el valle del río Cuevas a cuatro kilómetros aguas abajo de la villa Los Penitentes (Fig. 2a, Fig. 8), Espizúa (1989) ubica la "morena terminal del Drift Penitentes". Según esta autora, "la morena se presen-



**Figura 7:** Síntesis esquemática de las relaciones estratigráficas y edades absolutas de las unidades cuaternarias, en las distintas localidades estudiadas.

ta en el fondo del valle, cortada por el río, con un relieve de lomadas y depresiones...". Cita también, que el depósito tiene una morfología de líneas suavizadas, de relativa madurez, por lo que resulta difícil reconocer un arco morénico típico. Destaca, además, la abundancia de bloques erráticos y otros de origen no glacial que provienen de la ladera norte.

De las observaciones realizadas en el presente trabajo surge que el extremo occidental de la citada morena terminal coincide con la desembocadura de la quebrada Mario Ardito, que desagua en el valle del Cuevas por la margen norte (Fig. 8). En la boca de la quebrada se puede observar que la misma está totalmente col-

matada por el depósito de una brecha sedimentaria compuesta por bloques angulosos a subangulosos de hasta 1 m de diámetro y clastos menores de entre 4 y 10 cm, todos inmersos en una matriz arenosa fina (Fig. 9). Los clastos y bloques de la brecha son eminentemente volcánicos predominando las dacitas y las brechas dacíticas. El depósito tiene muy poca compactación, la erosión por escorrentamiento genera tubos de órgano en los paredones verticales, de más de 20 m, del depósito, como también se aprecia en la Figura 9.

En las cabeceras de la quebrada Mario Ardito, afloran brechas volcánicas del Grupo Choyoi cubiertas discordantemente por

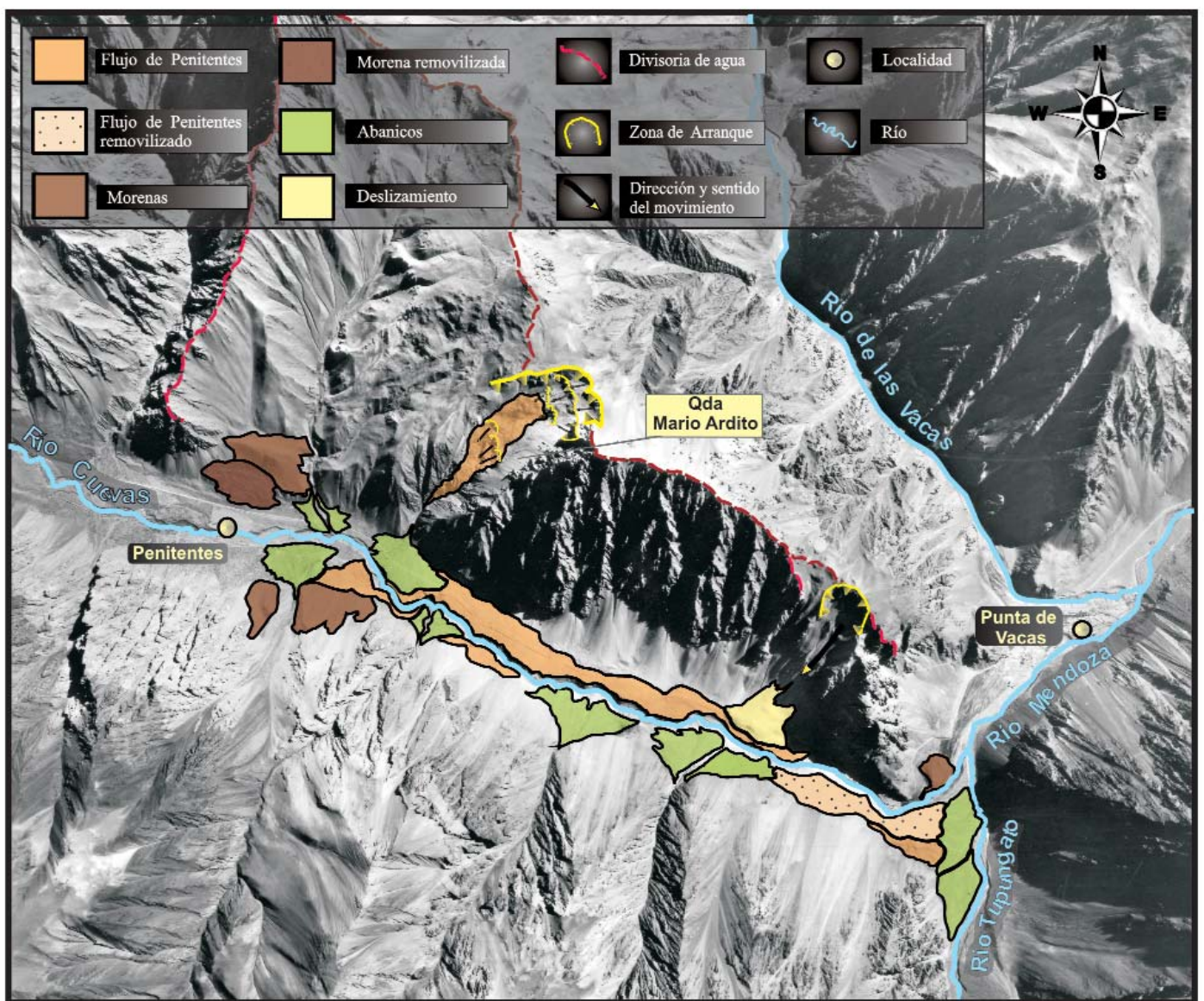


Figura 8: Esquema de ubicación de la zona de arranque del depósito de flujo de Penitentes.

una brecha sedimentaria con clastos de la unidad subyacente. El depósito de esta última, de 4 ó 5 m de espesor, representa en el sector un relicto de erosión y corresponde probablemente a la base del depósito sinorogénico del Conglomerado Santa María.

La cabecera de la quebrada de cerca de 500 m de ancho, corresponde a una gran corona de arranque de un movimiento de remoción en masa (Figs. 8 y 9). Tiene una escarpa principal de aproximadamente 40 m, que se extiende hasta incluir los flancos derecho e izquierdo del valle. Por éste último, llega a una zona de alteración

hidrotermal desarrollada en las brechas del Grupo Choiyoi. Aguas abajo hay dos escarpes secundarios de 10 a 15 m de altura, que representan bloques descendidos en la cabecera del movimiento. La parte media de la quebrada se halla colmatada por un depósito de flujo con una morfología superficial de elevaciones y depresiones, crestas transversales, escarpas de arranques secundarios y albardones marginales en los laterales de la quebrada. La conservación de esta morfología, es una evidencia de que la movilidad del flujo, dentro de la quebrada se vio bastante dificultada, tal vez por no ser

esta demasiado amplia. Cuando el flujo se volcó al valle del Cuevas, aumentó su movilidad, debido a la mayor amplitud del valle, resultando entonces una morfología superficial tipo *hummocky* en el depósito. El flujo descendió 2 km por la quebrada Mario Ardito y fluyó 4 km en el valle del Cuevas, disponiéndose por encima de los depósitos que lo rellenaban (flujos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua, cubiertos por gravas fluviales entoscadas), como se puede ver a la altura del puente ferroviario ubicado en el sector. Por lo tanto el flujo originado en la cabecera de la quebrada Mario





**Figura 9:** Fotografía tomada en la boca de la quebrada Mario Ardito.

Ardito generó un depósito en el valle del Cuevas (Fig. 8) que fue originalmente interpretado como la morena terminal del Drift Penitentes (Espizúa 1989).

Perfiles de este depósito se pueden observar en las márgenes del río Cuevas, donde la profundización de la red fluvial expone una brecha de características y composición similar a aquella que rellena la quebrada Mario Ardito. En algunos afloramientos la brecha es prácticamente monolitológica, ya que está compuesta en un 95% por bloques de una toba lapillítica de composición dacítica de color castaño claro, áspera al tacto y pulverulenta. Esta característica composicional del depósito induce a pensar que hay una zona de proveniencia bien delimitada y de una com-

posición determinada. En el caso de que se tratara de un depósito morénico, sería más característica la presencia de clastos de todas las litologías aflorantes en la cuenca. La restringida proveniencia del material que compone el depósito, apoya la interpretación de una zona de arranque bien definida, correspondiente a un movimiento de remoción en masa.

La composición de los bloques de la brecha, que integra el depósito de Penitentes, indica que ellos provienen del volcanismo del Grupo Choiyoi, particularmente de la sección superior, de composición eminentemente ácida, que es la que aflora en el valle del río Cuevas (Pérez y Ramos 1996). Estos autores señalan que en dicho valle predominan las brechas dacíticas y

tobas intercaladas, por sobre las ignimbritas riolíticas y riodacíticas que caracterizan los afloramientos de este Grupo en el sector mendocino.

Con el objetivo de estimar la antigüedad del depósito, se realizaron dataciones de la edad de exposición de superficies de bloques, contenidos en el depósito, con nucleidos cosmogénicos (NC) de  $^{36}\text{Cl}$ , teniendo en cuenta la cobertura por nieve, el apantallamiento topográfico y la penetración de la erosión en ese ambiente. Por el tipo de roca y el clima frío semiseco de la zona, estimamos una tasa de erosión baja pero no nula de los bloques, por lo que interpretamos que las edades calculadas con una tasa de erosión de 2 mm/7 ka son las más probables.

Las tres edades coinciden dentro de los márgenes de incertidumbre calculada e indican una edad tardiglacial (Cuadro 6), pero el promedio estadístico de la muestra Map PE-1 es 2.000 a 3.000 años más viejo que el promedio estadístico de las otras edades. Esto se debe a que los bloques de las muestras Map PE-2 y Map PE-3 están compuestos por rocas del Grupo Choiyoi, mientras que la muestra Map PE-1 corresponde a un bloque granítico. Teniendo en cuenta que los granitos no afloran en la zona de arranque del flujo, se considera que este bloque fue incorporado por el flujo en el valle del Cuevas y redepositado en su lugar de muestreo. De este modo tiene una edad NC anterior a la generación del flujo. Finalmente las edades son coincidentes con la nueva interpretación genética del depósito.

## LOS MEGA-DESLIZAMIENTOS DE LA PARED SUR DEL ACONCAGUA Y EL ORIGEN DEL PUENTE DEL INCA

La nueva interpretación de los episodios ocurridos en el valle del río Las Cuevas plantea una evolución diferente del mismo y por lo tanto de los procesos que llevaron a la formación del Puente del Inca. El control estructural de la percolación y la surgencia del agua termal fue propuesto por Ramos (1993). Según Aguirre Urreta y Ramos (1996), las bajas temperaturas de las aguas termales (35°) indicarían que se trata de aguas meteóricas que habrían percolado a favor de zonas de falla, siendo calentadas por un gradiente geotérmico normal. Los mismos autores plantearon que probablemente al alcanzar las zonas basales de despegue de los corrimientos, habrían ascendido por presión hidrostática a lo largo del corrimiento Penitentes, surgiendo en las termas de Puente del Inca.

La formación del Puente Natural fue explicada por distintos autores con ideas diferentes, pero todos ellos coincidieron en que la cementación del puente fue consecuencia de precipitación química, de las sales disueltas en las aguas provenientes

de las termas de Puente del Inca. Las ideas más antiguas sobre la génesis del puente corresponden a Darwin (1838), Schiller (1907), Kittl (1941) y Monteverde (1947). Más recientemente, Aguirre Urreta y Ramos (1996) plantearon una génesis del puente que se basa en la cementación de material detrítico que cubre un puente de hielo. La hipótesis que se propone en este trabajo para la generación del Puente Natural está asociada a los grandes flujos que se depositaron en el valle del río Las Cuevas. Cuando el flujo proveniente del mega-deslizamiento de la pared sur del Aconcagua llega al valle del río Las Cuevas produjo un represamiento tanto en este último como en el río Horcones, por donde bajó el flujo. Estos represamientos fueron temporarios, restableciéndose paulatinamente los cursos fluviales, que entonces retrabajaron los materiales clásticos de los flujos generando las gravas fluviales que los cubren, en los perfiles que expone la profundización del río Las Cuevas. La merma en los caudales, producida por los represamientos, disminuyó la dispersión de las sales y favoreció localmente la precipitación de las mismas a partir de las aguas termominerales. En ese momento se produjo la importante cementación de los depósitos clásticos de fondo y lateral de valle. En este sentido, la hipótesis que aquí se presenta, coincide con las de Kittl y Monteverde quienes argumentaron que el material clástico entoscado es preexistente al puente. Pero a diferencia de lo que pensaban estos autores, los depósitos no son glaciarios o fluvio-glaciarios, sino flujos asociados a los mega-deslizamientos de la pared sur cubiertos local y parcialmente por gravas fluviales.

El rejuvenecimiento posterior del río Las Cuevas originó la profundización de su cauce. Este episodio ha sido bastante reciente en la evolución del valle, como lo demuestran depósitos de flujo ubicados transversalmente al piso del valle, cuyas partes distales se hallan de un lado del río y las proximales del opuesto. Durante este evento, la onda erosiva retrocedente habría profundizado el cauce por debajo de la costra de precipitados químicos que

cementaban los depósitos clásticos. Tanto el espesor como el ancho de la costra de caliche hizo que ésta se mantuviera intacta al paso de la onda erosiva que socavó por debajo de ella, quedando de esta manera constituido este Puente Natural que hoy da vida y nombre a la localidad.

La continuación de esta onda erosiva aguas arriba, aprovechó la presencia de "huecos o canales subterráneos", ya mencionados por Monteverde (1946). Esto se debe a que en ese sector del valle el sustrato, por debajo del relleno cuaternario, esta compuesto por las calizas de la Formación La Manga, las que pudieron haber sufrido disolución incluso por la circulación de las aguas termominerales. En este sentido Miers (1826, en Monteverde 1946) menciona que la "horadación" fue ayudada por la existencia de cavernas.

De acuerdo con Kittl (1941), la apertura debajo del puente debió ser en principio reducida, pero se incrementó paulatinamente por erosión fluvial en la base seguida de derrumbamientos y desmoronamientos. La formación del puente habría comenzado con la cementación de los depósitos de los flujos, con posterioridad al represamiento del valle hace aproximadamente 14.798 - 13.886 <sup>14</sup>C años calibrados. La apertura debajo del puente coincidió con la onda erosiva retrocedente del río Cuevas, que además desaguó el lago producido por el represamiento, hace aproximadamente 8.620 - 8254 <sup>14</sup>C años calibrados.

## REINTERPRETACIÓN DE LOS DEPÓSITOS GLACIARIOS

La estratigrafía glaciaria de la zona (Espizua 1989) fue concebida basándose principalmente en la distinción de morenas terminales (Penitentes y Horcones) o de morenas de ablación (Almacenes), representantes de reavances glaciarios, de acuerdo con un esquema general de retroceso. Por eso se menciona que cada una de ellas es menos extensa que su predecesora, es decir, se halla más cercana al centro glaciario emisor, siendo por lo tanto más joven. Resulta claro que el reconocimiento efectuado en este trabajo de depósitos de flu-

**CUADRO 6:** Resultados de edades de exposición en la superficie por nucleidos cosmogénicos  $^{36}\text{Cl}$  de bloques del depósito de Penitentes.

Muestra	Roca	Edad 1				Edad 2				Edad 3			
		$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$	$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$	$^{36}\text{Cl}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$
TMap PE-1	Granito	15200	770	1540	1090	13890	650	1300	920	12910	580	1160	820
Map PE-2 Brecha ( Choyoi)		11020	600	1200	790	10620	560	1120	730	10270	530	1060	700
Map PE-3 Brecha ( Choyoi)		12720	800	1600	910	11820	790	1580	790	11110	630	1260	720

jos asociados a mega-deslizamientos o avalanchas de rocas, los cuales fueron considerados previamente por otros autores como morenas, obliga a replantear y redefinir la estratigrafía glaciaria de estos valles. Al encarar en el futuro esa tarea, deberá tenerse especial cuidado en la interpretación de los depósitos de fondo de valle como morenas terminales. Probablemente lo más adecuado sea trabajar con los depósitos de morenas laterales a fin de evitar confundir depósitos glaciarios con flujos provenientes de movimientos de remoción en masa, que sepultaron o modificaron a los primeros. Este es un problema que afecta a gran parte de nuestra Cordillera de Los Andes y que es apenas reconocido, pero requiere de grandes revisiones de la interpretación de los paisajes, de los procesos superficiales, de la historia del Cuaternario tardío y de la valoración de los riesgos geológicos. El tema es crítico y debería enfocarse combinando los rasgos morfológicos con las características sedimentológicas de los depósitos y finalmente las relaciones de las geoformas o morfoestratigrafía.

## LA PARED SUR DEL ACONCAGUA Y LOS SURGE DEL GLACIAR HORCONES INFERIOR

Lo ocurrido en la pared sur del cerro Aconcagua puede ser comparado con las capturas de los ríos, descritas en el ciclo fluvial; pero en este caso, como resultado de la erosión glaciaria y de los procesos de remoción en masa. Las morfologías finales son comparables, ya que podemos hablar de un glaciar capturado (Glaciar Superior), un glaciar decapitado (Ventisquero de Los Relinchos) y un glaciar captor (Horcones

Inferior).

En este caso el Glaciar Superior (glaciar capturado) quedó colgado y expuesto por casi 2 km en la escarpada pendiente de la pared sur. Esto hizo que el glaciar cambie necesariamente su dirección de movimiento, dejando de fluir hacia el este, hacia el valle del Ventisquero de los Relinchos (glaciar decapitado) y volcándose, en cambio, mediante avalanchas de hielo en las cabeceras del glaciar Horcones Inferior (glaciar captor), que seguramente debió ser reconstituido luego de los grandes movimientos que asolaron el valle.

El cambio en la dirección del movimiento del glaciar generó tensiones en la masa de hielo que favorecieron la fragmentación asociada al desarrollo de *crevasses* o grietas. Además, con posterioridad a los mega-deslizamientos, quedó expuesto el contacto entre el sustrato rocoso y la base del glaciar, lo cual pudo favorecer la fusión de partes del glaciar en este contacto. De este modo, pudo reducirse la resistencia friccional en la interfase roca-hielo debido al incremento de la presión de agua.

Los dos argumentos arriba expuestos favorecieron la generación de avalanchas glaciarias en la pared sur del Aconcagua. Las inmensas masas de hielo desprendidas, al impactar contra las rocas aflorantes en la pared sur, aumentaron la participación de material detrítico en los conos de descarga que formaron las tres lenguas glaciarias yuxtapuestas que generan el glaciar del Horcones Inferior. Este particular tipo de alimentación del glaciar hace que el mismo se inicie como un glaciar negro debido a la abundante cantidad de detrito supraglaciario y englaciario que posee la masa de hielo.

El calentamiento climático durante los últimos 100 a 150 años ha producido una

amplia desestabilización de muchos sistemas geomórficos montañosos y acelerado ciertos procesos, como por ejemplo las avalanchas glaciarias de la pared sur del Aconcagua o pudo originar un aumento en la cantidad de agua subglaciaria y favorecer el patinaje de la lengua glaciaria. La combinación de ambos factores, el incremento de avalanchas en la zona de alimentación y el aumento del agua subglaciaria, pueden ser la causa disparadora de los *surge* o reavances catastróficos del glaciar Horcones inferior.

## RIESGO GEOLÓGICO VINCULADO CON LOS MEGADESLIZAMIENTOS

Resulta importante analizar el estado de actividad y la peligrosidad o riesgo geológico vinculado con los mega-deslizamientos. De hecho, ésta fue la causa por la que se comenzó a estudiarlos.

Los depósitos de movimientos de la envergadura de los aquí analizados permanecen en el paisaje por miles de años, luego de su ocurrencia y estabilización, recibiendo las denominaciones de antiguos o fósiles (Zaruba y Mencl 1982). En el caso de los flujos encauzados en el valle del río Las Cuevas y cubiertos por depósitos fluviales posteriores, pueden ser referidos como sepultados. Todos ellos han sido desarrollados bajo condiciones geomórficas y climáticas diferentes a las actuales, miles de años atrás, por lo que pueden ser mencionados como relictos.

Más allá de cómo se quiera catalogarlos con respecto a su actividad, queda la pregunta si evidencian algún tipo de peligrosidad. La divisoria de aguas que cayó generando los mega-deslizamientos colapsó totalmente y dejó expuesto al Glaciar Superior en la pared sur del cerro Aconcagua, por encima de pendientes muy escarpadas. Actualmente, este glaciar se vuelca a través de avalanchas de hielo y rocas al valle del Horcones Inferior. Si un volumen importante de esta enorme masa de hielo, que constituye el Glaciar Superior, fuera movilizada por un disparador sísmico o como conse-

cuencia de los actuales cambios climáticos, que en los últimos años han producido una amplia desestabilización de muchos sistemas geomórficos montañosos, podrían generarse procesos catastróficos, como los ocurridos en el pico norte de los Nevados de Huascarán, en la cordillera Blanca del Perú, en los años 1962 y 1970, que dejaron gran número de víctimas.

Sin embargo, es pertinente destacar que las comunidades son más afectadas por otro tipo de amenazas más recurrentes que los deslizamientos o avalanchas catastróficas. Los peligros geológicos y meteorológicos más comunes que amenazan a las comunidades, al transporte y a la actividad turística a lo largo del corredor son: a) las avalanchas de nieve y las caídas de rocas, b) los flujos de detritos y las crecientes, c) las tormentas invernales.

Aun así, sería conveniente de parte de las autoridades, no ignorar aquellos peligros extremos de baja frecuencia, que son muy raros, pero que pueden ser cada vez más frecuentes a medida que aumentan las áreas pobladas, con el consiguiente riesgo. Como recomendación final se estima que debería mantenerse un monitoreo continuo sobre toda la pared sur del cerro Aconcagua, pero especialmente sobre los glaciares colgados expuestos en ella, principalmente el Glaciar Superior; a fin de que se implemente un sistema de alerta temprano para los principales elementos sociales bajo riesgo: las comunidades locales, el transporte a lo largo del corredor y los residentes temporarios (turistas) que concurren a la zona. También deberían ser monitoreados los *surge* del glaciar Horcones inferior reiterados históricamente. Debido al calentamiento climático podrían incrementarse la generación de avalanchas glaciarias en la pared sur del Aconcagua y el aumento de agua subglaciaria, que combinados generan *surge*.

## CONCLUSIONES

El solo objetivo de rever la génesis del Drift Horcones, llevó finalmente a analizar varios procesos ocurridos durante la evolución cuaternaria de los valles de Hor-

cones Inferior, Horcones y Cuevas.

Para ello se analizaron algunas particularidades morfológicas de la pared sur del cerro Aconcagua, se estudiaron las características morfológicas, litológicas y geocronológicas del material de relleno de los valles, abordándose finalmente el análisis genético de los depósitos previamente considerados como glaciarios por otros autores. Las conclusiones de toda esta revisión son las siguientes:

1) El análisis de las complejas características litológicas y morfológicas del depósito de Horcones, su vinculación genética con parte de los depósitos de la zona de Confluencia, la comprensión de la complicada morfología de la pared sur del cerro Aconcagua y la identificación de esta última como zona de arranque de los mega-deslizamientos que pasaron luego a flujos, permitió unir en un único proceso diversos eventos identificados como de remoción en masa. Se explica de este modo la génesis del depósito de Horcones como consecuencia de un flujo saturado derivado de una avalancha de rocas o mega-deslizamiento, originado por el colapso de un sector de la pared sur del cerro Aconcagua, en tiempos Tardioglaciales o Postglaciales.

2) Se reconocen y discriminan, por lo tanto, depósitos de remoción en masa previamente definidos como glaciarios por Espizúa (1989), particularmente pertenecientes a los Drift Almacenes (en la zona de Confluencia), Horcones (en el valle homónimo) y Penitentes (en el valle del río Cuevas).

3) En la zona de Confluencia los depósitos de flujo se superponen claramente a aquellos glaciarios correspondientes al máximo de la última glaciación (*LGM*) y son anteriores tanto a los correspondientes al Drift Confluencia como, desde luego, a aquellos actuales.

Se considera, por lo tanto, que el denominado Drift Almacenes, es un depósito de flujo que incluye al ubicado en la desembocadura de la quebrada del Tolosa, aquí redefinido como correspondiente a un fenómeno de *run-up* del flujo.

4) Los estudios mineralógicos y texturales realizados sobre la matriz de los depó-

sitos arrojan resultados que apoyan y complementan las observaciones de campo realizadas. Las diferencias son marcadas en Confluencia, en donde la mezcla de materiales es muy exigua. En cambio, aguas abajo, el flujo incorporó material de los depósitos glaciarios previos, contaminándose cada vez más con ellos a medida que se producía su avance.

5) La revisión de los perfiles más allá del borde distal del depósito de Horcones, en la profundización producida por el río Cuevas, permitió reconocer otro depósito de flujo similar y anterior al de Horcones, que había sido asignado previamente por otros autores como parte del Drift Penitentes. El flujo se habría encauzado en el valle del río Las Cuevas, también comprobable a través de los perfiles expuestos aguas abajo de Puente del Inca. Estas observaciones permiten afirmar que hubo más de un episodio de flujo asociado a mega-deslizamientos en la pared sur del cerro Aconcagua.

6) De acuerdo a las dataciones absolutas el flujo de Horcones se habría generado con posterioridad a los 13.543 - 12.098 <sup>14</sup>C años calibrados y antes de los 8.620 - 8.254 <sup>14</sup>C años calibrados. En cambio, el depósito de flujo previo se habría originado con anterioridad a los 14.798 - 13.886 <sup>14</sup>C años calibrados, edad que arrojó la base de los sedimentos lacustres depositados por arriba de aquel, revelando que fueron depositados entre 800 y 1.700 años después de la última glaciación, teniendo en cuenta los datos proporcionados por Kaplan *et al.* (2004) para Patagonia.

7) Fenómenos de remoción en masa semejantes a los anteriores también fueron reconocidos aguas abajo del río Cuevas, próximo a la localidad de Penitentes, considerados por otros autores también como parte del Drift Penitentes. En este caso, el flujo se desplazó por la quebrada Mario Ardito y luego por el río Cuevas, generando allí un depósito que se dispone por encima de aquel correspondiente a los de los mega-deslizamientos de la pared sur del Aconcagua.

8) Las particularidades de la pared sur del Aconcagua son el resultado del colapso

de la divisoria como consecuencia de la diferencia de erosión glaciaria por orientación y del desconfinamiento de las laderas (*debutressing*) vinculado a la deglaciación del Pleistoceno superior. Una vez producidos los mega-deslizamientos y los flujos asociados, que rellenaron los valles de los ríos Horcones y Cuevas, el glaciar del Horcones Inferior comenzó a ser alimentado por avalanchas de hielo y se transformó de esta manera en un glaciar negro. Por otro lado los *surge* del glaciar Horcones Inferior, reiterados históricamente, son en parte producto de esta particular forma de alimentación del glaciar, que se combina con la mayor deglaciación vinculada tal vez al calentamiento global.

9) La identificación de depósitos de flujo asociados a mega-deslizamientos o avalanchas de rocas, obliga a replantear y redefinir en el futuro la estratigrafía glaciaria descripta para estos valles.

Es importante destacar que en el modelado del paisaje de estos valles cordilleranos, desde el Pleistoceno superior hasta nuestros días, los episodios de remoción en masa han sido más importantes que los glaciarios. El origen glaciario tradicionalmente asignado a depósitos que en rigor obedecen a fenómenos de remoción en masa es un problema que afecta a gran parte de nuestra Cordillera de Los Andes y que es apenas reconocido, por lo que requiere en el futuro de una detallada revisión.

10) Se considera que el Puente del Inca es el resultado de cementación de depósitos pre-existentes al puente, los cuales rellenaban el valle del río Cuevas, coincidiendo con Kittl (1941) y Monteverde (1947). De acuerdo al presente trabajo, dichos depósitos son interpretados como pertenecientes a los flujos distales de los mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua, cubiertos local y parcialmente por gravas fluviales. La erosión fluvial posterior, sobre ellos, generó la apertura inicial debajo del puente, ampliada finalmente por derrumbes.

11) Respecto al riesgo geológico en la zona, se estima que se debería mantener un monitoreo continuo sobre toda la pared sur del cerro Aconcagua, pero espe-

cialmente sobre los glaciares colgados expuestos en ella, principalmente el Glaciar Superior, a fin de que se implemente un sistema de alerta temprano. Asimismo deberían ser monitoreados los *surge* del glaciar Horcones Inferior reiterados históricamente. Debido al calentamiento climático podrían incrementarse la generación de avalanchas glaciarias en la pared sur del Aconcagua y el aumento de agua subglaciaria, que combinados generan *surge*.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Servicio Geológico Minero Argentino y al Proyecto Multinacional Andino - Geociencias para las Comunidades Andinas, cuyos aportes permitieron realizar los estudios en la zona. Han sido muy apreciadas las conversaciones constructivas con el Dr. Emilio Fernando González Díaz y con el Dr. Héctor Ostera. Del mismo modo, se agradecen las revisiones de los Doctores Carlos O. Limarino y Eduardo C. Malagnino. Nuestra gratitud al personal de Guardaparques del Parque Provincial Aconcagua y a los integrantes del Ejército Argentino destacados en Puente del Inca, que colaboraron activamente durante las tareas de campo. Agradecemos también al *International Centre for Geobazards* (ICG) por apoyar este proyecto mediante la contribución n° 292.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre Urreta, M.B. y Ramos, V.A. 1996. Áreas de Interés. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería 24(15): 471-480, Buenos Aires.

Bergmann, J., Friedel, P. y Kleeberg, R. 1998. BGMN - a new fundamental parameters based Rietveld program for laboratory X-ray sources, it's use in quantitative analysis and structure investigations. PCPD Newsletter, International Union of Crystallography 20: 5-8.

Crustallini, E.O. y Ramos, V.A. 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría

de Minería 24(8): 231-273, Buenos Aires.

Darwin, C. 1838. Journal of Researches into the Natural History and Geology of the countries visited during the voyage of the H.M.S. Beagle around the world. John Murray, 512 p., London.

Dessanti, R.N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayqueras de San Carlos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1(4): 270-284.

Ericksen, G.E., Plafker, G. y Fernández Concha, J. 1970. Preliminary report on the geologic events associated with the May 31, 1970, Peru earthquake. U.S. Geological Survey Circular 639, 25 p.

Espizúa, L.E. 1989. Glaciaciones pleistocénicas en la quebrada de los Horcones y río de las Cuevas, Mendoza, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, inédita, 266 p., San Juan.

Espizúa, L.E. 1993. Geología Glacial cuaternaria del valle del río Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 6: 80-91, Mendoza.

Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tommaso, I. 2008a. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Simposio: Movimientos en masa en la Región Andina, Actas 1: 276-277, Jujuy.

Fauqué, L., M. Rosas, R. Hermanns, V. Baumann, S. Lagorio, C. Wilson y K. Hewitt, 2008b. Origen y edad del depósito asignado al drift Penitentes. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Simposio: Movimientos en masa en la Región Andina, Actas 1: 278-279, Jujuy.

Godeas, M. y Pezzutti, N. 1986. Descripciones petrográficas de muestras de la Hoja 23 a Cerro Aconcagua, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería y Geología, informe inédito, 16p., Buenos Aires.

Godoy, E., Harrington, R., Fierstein, J. y Drake, R. 1988. El Aconcagua, parte de un volcán mioceno? Revista Geológica de Chile 15(2): 167-172.

Hewitt, K. 2002. Styles of rock-avalanche depositional complexes conditioned by very rugged terrain, Karakoram Himalaya, Pakistan. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology 15: 345-377.

- Hewitt, K. 2006. Activities of "Landslide/Glacier Hazard Assessment Specialist". Final Report and Recommendations. Multinational Andean project: Geosciences in Andean Communities. CN° 23254-071118/001/XSB.
- Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Jr., Singer, B.S., Douglass, D.C., y Kurz, M.D. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116(3-4): 308-321.
- Kittl, E. 1941. El Puente del Inca, su formación y conservación. *Revista Minera* 12(3-4): 110-122, Buenos Aires.
- Lagorio, S., Wilson, C., Fauqué, L., Hermann, R., Rosas, M. y Baumann, V. 2008. Rasgos litológicos del depósito de la quebrada de Horcones (Mendoza): una herramienta en la determinación de su génesis. 12ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 91, Buenos Aires.
- Miers, J. 1826. *Travels in Chile and La Plata*, 307 p., London.
- Monteverde, A. 1947. Origen del Puente del Inca. *Revista La Ingeniería* 866: 775-791, Buenos Aires.
- Pereyra, F.X. y González Díaz, E.F. 1993. Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, Provincia de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:73-79, Mendoza.
- Pérez, D. y Ramos, V. 1996. El basamento prejurásico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la Región del Aconagua*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería, Anales 24(15): 27-58, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1953. Supuesto englazamiento en la llanura pedemontana de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8(4): 195-213, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1993. Geología y estructura de Puente del Inca y el control tectónico de sus aguas termales. Simposio sobre puente del Inca. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 8-19, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., y Pérez, D.J. 1996. El volcanismo de la región del Aconagua. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(15): 297-316, Buenos Aires.
- Sacomani, C. 1986. Descripciones petrográficas de muestras de la Hoja 23 a, Cerro Aconagua, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería y Geología, Informe inédito, 54p., Buenos Aires.
- Schiller, W., 1907. *Geologische Untersuchungen bei Puente del Inca (Aconagua)*. Vorläufige Mitteilung. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Paläontologie und Geologie, Beilage Band 24*: 716-736, Stuttgart.
- Zaruba, Q. y Mencl, V. 1982. *Landslides and Their Control*, 2nd ed. Elsevier, 324 p., Amsterdam.

Recibido: 6 de agosto, 2009

Aceptado: 27 de octubre, 2009