

GEOMORFOLOGÍA DE LA REGIÓN DEL CERRO ACONCAGUA, CORDILLERA DE LOS ANDES, ARGENTINA

F. X. PEREYRA

Dpto. de Cs. Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Universidad de Buenos Aires. C. Universitaria, Pab. II, 1428, Buenos Aires, Argentina.

Resumen: Se estudian las geoformas presentes en un sector de la Cordillera Principal (Región del Co. Aconcagua), Cordillera de los Andes (Argentina). Se reconocen geoformas de origen glaciario, criogénico, de remoción en masa y fluviales, resultantes de una particular configuración estructural y condiciones climáticas de alta montaña, describiéndose aquellas geoformas más representativas. La remoción en masa es particularmente importante, favorecida por la acumulación previa de detritos y la tectónica. La tipología de los movimientos es variada, incluyendo deslizamientos de rocas, de detritos, compuestos; flujos, reptaje, caídas de rocas, etc.

Palabras clave: Aconcagua-Cordillera de los Andes-geomorfología-remoción en masa-glaciaciones-criogénesis

Abstract: The characteristics and genesis of the landforms and landscape of a sector of Cordillera Principal (Aconcagua REGIÓN) are herein studied. This section of the Cordillera de los Andes is characterized by high mountain climate and periglacial conditions, as well as an important compressional tectonics of Cenozoic age (Orogenia Andina). The landscape was principally built by the action of glaciers, during the Pleistocene's glaciations. The fluvial action, mass-wasting and cryogenic processes modified this landscape, imprinting theirs landforms. Particularly, mass-wasting is nowadays a major process in the valleys of the REGIÓN. Here long and steep slopes (resulting of tectonics and fluvial and glaciers incision) induce slope failures. Include a whole set of different forms (debris flows, slides, rock-falls, rock glaciers, etc.).

Key words: Aconcagua-Andean Range-geomorphology-mass wasting-glaciations-criogenesis

1. Introducción

Se estudian las geoformas presentes, particularmente las debidas a la acción glaciaria, los procesos gravitacionales (remoción en masa) y criogénicos y la evolución geomórfica de la región aledaña al cerro Aconcagua, en un sector de la Cordillera Principal de Mendoza y San Juan (Argentina), limitado al este por el Valle del río Vacas y al oeste por el Límite Internacional, entre las latitudes de 32° y 33° S y los 69° 45' y 70° 20' W (ver figura 1, Mapa de Ubicación). En esta región se encuentran las mayores elevaciones de la Cordillera de los Andes. Numerosos cerros superan los 6000 m de altura, destacando los cerros Aconcagua (6959 m), Mercedario (6700 m) y, pocos kilómetros al sur de la zona estudiada, el Tupungato (6800). Por lo tanto, la región constituye, sólo superada por sectores de los Himalayas, una de las zonas más altas de la Tierra. Debido a esta situación, el paisaje presenta características morfoestructurales y morfoclimáticas distintivas respecto a otros sistemas montañosos del mundo.

2. Características geológicas y morfoestructurales de la región

El área de estudio se encuentra comprendida en la provincia geológica de Cordillera Principal. Afloran una compleja asociación de variadas litologías, las que se encuentran intensamente falladas, fracturadas y plegadas. Corresponden a volcanitas, plutonitas y piroclastitas paleozoicas (Grupo Choiyoi), depósitos de la cuenca Neuquina-Aconcaguina, compuestos por sedimentitas clásticas, calcáreas, piroclásticas y evaporíticas jurásico-cretácicas. Cubriendo parcialmente a las anteriores, se encuentran volcanitas, piroclastitas y sedimentitas sinorogénicas vinculadas al desarrollo y evolución del arco magmático propio de la orogenia andina: la Formación Farellones y unidades equivalentes de edad miocena, de naturaleza volcánica y los Conglomerados Santa María, correspondiente a una potente secuencia de psefitas y areniscas continentales aluviales (sinorogénicas).

La estructura corresponde a la típica configuración de faja plegada y corrida, producida por la orogenia andina, denominadas faja plegada y corrida del Aconcagua y La Ramada, Ramos (1996). La misma se extiende, por el sur, hasta el río Diamante, con un desarrollo de 200 km en sentido longitudinal y 25-30 km en sentido latitudinal. Se aprecian diferencias en el estilo estructural según la diferente participación del basamento en la deformación. En la zona sur, se observa la presencia de una serie de corrimientos imbricados de tipo epidérmico (*thin skinned fold-thrust belt*), que repiten numerosas veces la secuencia mesozoica. Los corrimientos tienen generalmente vergencia al este, rumbo norte-sur y altas inclinaciones.

La intensa actividad tectónica de la región, vinculada a la orogenia andina comenzó probablemente en el Cretácico y se caracterizó por la migración del arco magmático y el desarrollo de cuencas de retroarco. Las variaciones en la velocidad de convergencia e inclinación de la placa subducida marcaron diferentes episodios de actividad tectónica. La consiguiente migración del arco hacia el antepaís ha sido responsable del "canibalismo" de las cuencas de retroarco, así como de la ausencia de volcanismo plio-pleistoceno. La morfología de la región, en virtud de las características de la actividad tectónica, no presenta entonces, geoformas más antiguas que el Terciario superior, ya que las mismas no se han preservado. El particular comportamiento segmentado de la placa de Nazca (Jordan *et al.*, 1983 a y b), resultante en una subducción de tipo subhorizontal, ha determinado la ausencia de un volcanismo de arco durante el Terciario superior y el Cuaternario, por lo que una característica distintiva de este sector de la Cordillera de los Andes es la ausencia de volcanes para este lapso.

La región estudiada, desde el punto de vista morfoestructural, se encuentra dentro de la Cordillera Principal (González Díaz y Fauque, 1993). La Cordillera Principal posee 70 km de ancho al sur y se va adelgazando hacia el norte (30 km en la región estudiada). Las alturas van descendiendo de norte a sur, desde más de 6000 m hasta alrededor de 3500 m. Hacia el Mioceno se habría formado parcialmente una superficie de planación regional (Polanski, 1954), la que se habría fragmentado fuertemente como resultado de los últimos pulsos de la Orogenia Andina, quedando solamente rema-

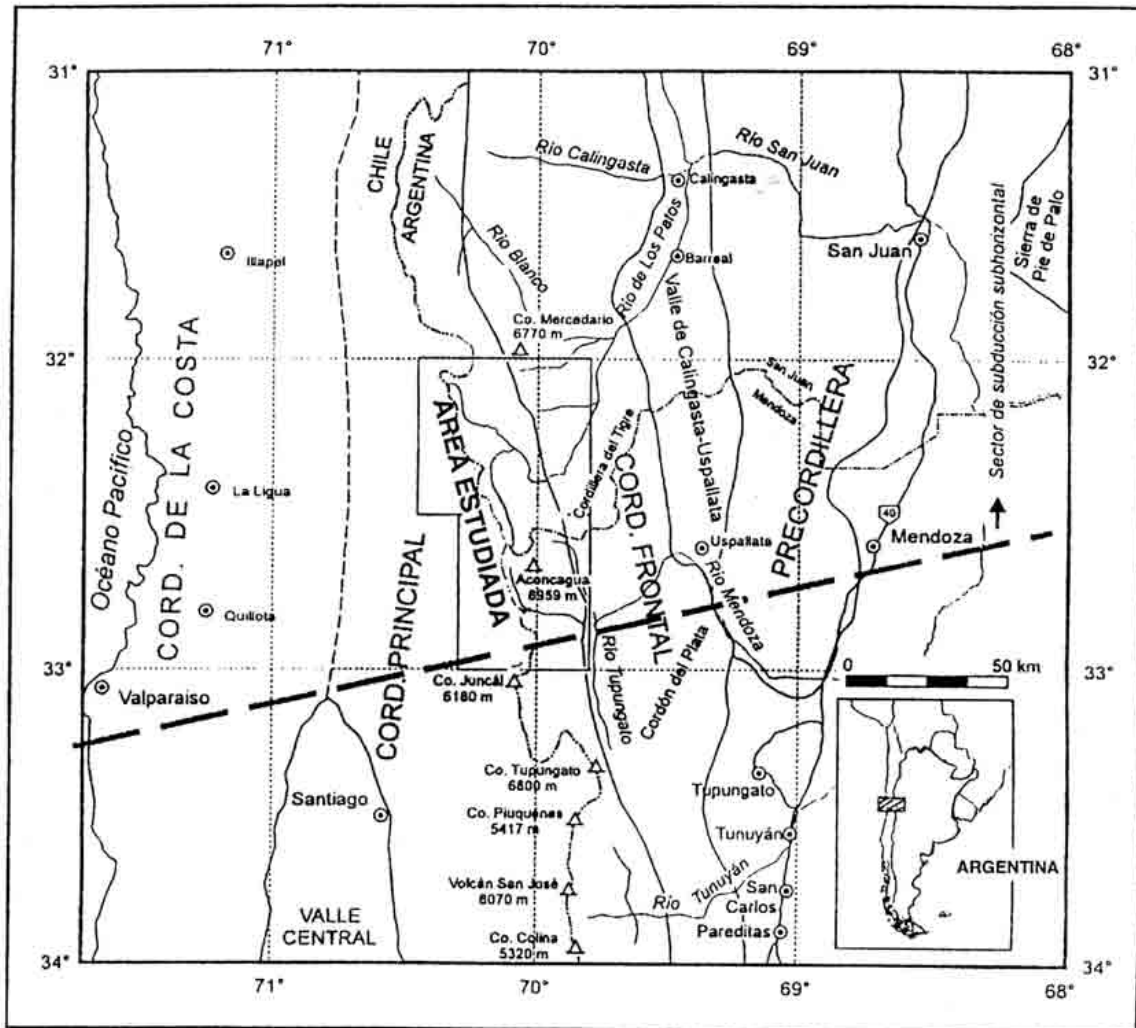


Fig. 1. Mapa de ubicación.

mentos de la misma, inclinados generalmente hacia el este en algunos sectores aislados (valles del Mercedario, de los Teatinos, de los Patos y Vacas). La zona presenta una amplia gama de geoformas producidas por diferentes procesos y agentes geomórficos, constituyendo un paisaje de tipo compuesto y complejo. Utilizando los criterios propuestos por Barsch y Caine (1984) basados especialmente en la variación espacial del relieve relativo, la zona estudiada corresponde a un sistema de alta montaña, con variaciones de altitud superiores a los 1000 m en menos de 5 Km de distancia. Posee una serie de sistemas morfodinámicos, Barsch y Caine (1984): a) sistema glaciar, b) sistema de detritos gruesos, c) sistema de detritos finos y d) sistema geoquímico. Estos dos últimos menos importantes en la región, si se toman en cuenta sus efectos y la participación relativa en la movilización y depositación del material. Como el resto de los sistemas montañosos del mundo, la región exhibe una gran variabilidad morfodinámica. Las altas tasas de erosión y sedimentación son producto de eventos episódicos en el tiempo y discontinuos en el espacio.

La estructura y la tectónica, propias de una faja plegada y corrida con importante acortamiento cortical horizontal y consecuente apilamiento de escamas tectónicas, constituye el principal factor determinante de las características del paisaje, manifestándose de múltiples maneras: a) la elevación

de la zona, cuyo nivel más bajo es de 2.500 m, lo cual determina principalmente las características del clima, b) la magnitud y lo relativamente reciente de la orogenia andina, han dado lugar al importante relieve relativo y pendientes con altos valores de inclinación y c) el diaclasamiento, clivaje y fracturación de las rocas es importante, lo que sumado a las características climáticas de alta montaña y escasa cobertura vegetal han facilitado una marcada meteorización física, especialmente por congelifración, constituyendo una fuente activa de provisión de detritos.

Las características climáticas han determinado el predominio de uno de los agentes geomórficos, en este caso la acción dominante del hielo en el modelado del paisaje. La acción glaciaria fue de mucha mayor actividad en el pasado y las geoformas que resultaron de esta acción se encuentran actualmente modificadas por la acción de otros procesos, principalmente la remoción en masa y la acción fluvial. También son comunes las geoformas derivadas de fenómenos criogénicos, propios de un ambiente periglacial.

El control estructural de la red de drenaje es destacable. Los valles son comparativamente estrechos y los depósitos fluviales y glaci-fluviales son relativamente poco potentes, si se los compara con aquellos debidos a los hielos y a la remoción en masa. Los cursos presentan "resaltos" en sus perfiles longitudinales y abanicos en sus desembocaduras, lo que evidencia el importante control estructural y lo reciente de la morfogenia glaciaria que afectó a casi la totalidad de los valles. Los cursos poseen generalmente hábito anastomosado debido a la existencia de altas pendientes y la presencia de una carga mayormente gruesa transportada por saltación y rodamiento. El diseño de la red es subdendrítico a rectangular.

3. Geoformas glaciares

Las glaciaciones cuaternarias en la Cordillera Principal, pese a lo elevado de la región y a las condiciones bioclimáticas predominantes durante la mayor parte de este período, alcanzaron un menor grado de desarrollo si se las compara con las glaciaciones de Patagonia. Una serie de factores pueden haber sido causantes de esta situación, entre los que habría que destacar la aridez del clima y la interferencia producida por la existencia de una importante actividad tectónica. Evidenciando la importancia del proceso glaciario en la construcción del paisaje de la región, se han reconocido formas de erosión y de depositación. Las primeras están más ampliamente representadas, ya que se han preservado mejor. Sobresale la configuración de los valles, antiguas artesas glaciarias, en las que, si bien se encuentran modificados por la acción de los procesos presentes, aún se reconocen sus rasgos primarios (particularmente en los valles de los Horcones, Vacas, Volcán, Mercedario y Matienzo). Comparativamente, los depósitos morrénicos no alcanzan grandes dimensiones y se encuentran generalmente restringidos a los valles principales y a las cercanías de los glaciares actuales. No se ha comprobado la existencia de glaciaciones terciarias en la región, sin embargo no puede descartarse que las geoformas debidas a potenciales glaciaciones terciarias no se hayan preservado debido a la intensa actividad tectónica y la consecuentemente importante acción denudacional.

Los depósitos glaci-fluviales alcanzan importante desarrollo areal. Se encuentran bien representados, aunque también muy modificados, en la zona de Playa Ancha, quebrada de Matienzo, del río Volcán, de los Patos, Mercedario y de las Vacas. Estos valles son más anchos que el resto ya que fueron ocupadas por lenguas glaciarias de gran magnitud. Presentan numerosas quebradas tributarias "colgantes". Asimismo han sido reconocidos depósitos de planicies de *outwash* parcialmente aterrizados, en cotas mayores (valles de los Horcones, Patos, Volcán y Vacas). En la actualidad, los glaciares se encuentran restringidos a los circos y zonas de acumulación de hielo ubicados en los macizos más altos, por encima de los 5.500 m y poseen escasa extensión en los valles, encontrándose el frente de los mismos por encima de los 4.000 m.

La distribución de los depósitos glaciarios se encuentra relacionada con la existencia de tres centros principales de acumulación de hielo. Estos son, al norte, el Cordón de la Ramada-cerro Merce-

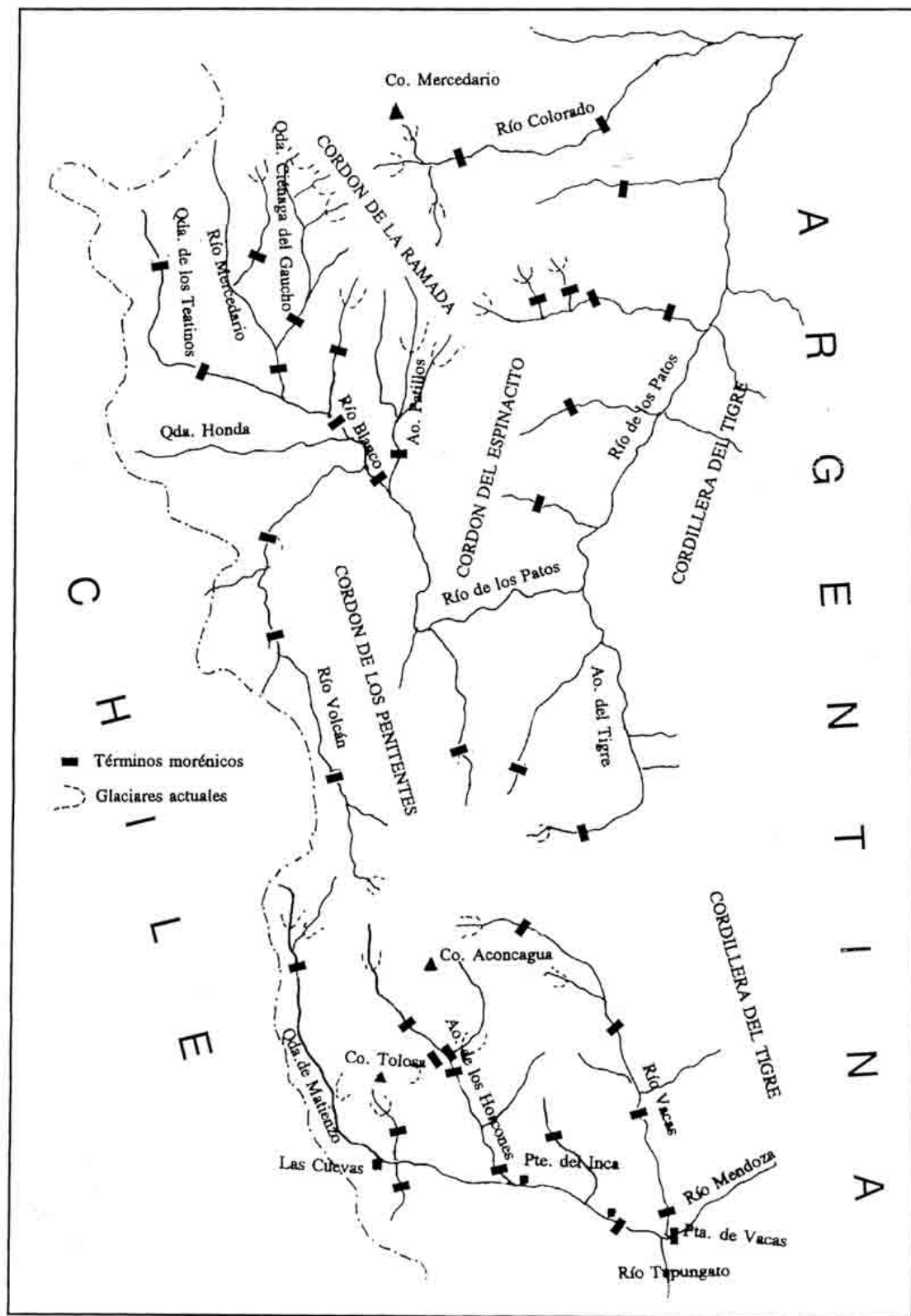


Fig. 2. Localización de los términos glaciares.

dario; en el centro, la zona del cerro Aconcagua y elevaciones aledañas y, al sur de la región estudiada, la zona del Plomo-Juncal (véase figura 2). Se ubican por encima de 5.000 m y, aparentemente, durante la máxima expansión de los hielos, se habrían comportado como casquetes de hielo de alta montaña (*high mountain ice sheet*).

En la región norte se han diferenciado, para los valles Los Patos-Blanco-Mercedario-Teatinos y alrededores, 5 posiciones principales de los hielos correspondientes a diferentes posiciones de equilibrio de los hielos (de más antiguo a más moderno): Till Los Patos, Till Río Blanco, Till Río Mercedario, Till Ciénaga del Gaucho y Neoglacial. El till los Patos, corresponde a la posición más distal y por ende más antigua. Se ubica en la cota de 2900, aguas abajo de la confluencia de los ríos Blanco y Volcán (este último procedente de la zona de acumulación del Aconcagua). Aguas abajo de estas morrenas, se extienden depósitos de outwash aterrazados, hasta cotas de 2500 m. El Till Río Blanco se encuentra por encima de los 3000 m, aguas arriba de la desembocadura del río homónimo en el de los Patos. Las otras posiciones se localizan sobre el Valle Mercedario, en las cercanías de la desembocadura de la quebrada del arroyo de las Flores (a 3200 m) y al sur de la quebrada de Ciénaga del Gaucho (a 3400 m). Corrorespondiendo al Neoglacial, se localizan depósitos morrénicos bien preservados, por encima de los 3800 m en las quebradas Patillos y en las nacientes de las señaladas precedentemente. Hacia el este de la citada zona de acumulación y en el cordón del Espinacito, se localizan una serie de quebradas de rumbo este-oeste que desembocan en el valle del río de los Patos. En estas se observan restos de depósitos morrénicos ubicados en cotas comprendidas entre 5.000 m y 3.200 m (quebradas de los ríos y arroyos Colorado, Hornillas, Aldeco, Leñas, Caballo, Flores, Dos Santos y Laguna). Estos depósitos, en función del grado de preservación que poseen, probablemente correspondan al Neoglacial.

A partir de la zona de acumulación del cerro Aconcagua divergían una serie de lenguas glaciarias, unas ocuparon las quebradas de Matienzo, de los Horcones, del Volcán, Vacas y quebradas menores tributarias. Otras fluyeron hacia el este y confluyeron formando el glaciar del río Vacas, el que aparentemente habría alcanzado, en su máximo desarrollo, el valle del río Cuevas. Se observan depósitos de till entre cotas de 4.500 m y 3.200 m en las quebradas del Relincho, La Guanaca y Guanaquito entre otras. Al sur del refugio Casa de Piedra (cota de 3.250 m) se encuentran restos de una morrena frontal muy degradada, la que probablemente constituyó la posición más externa en esta zona. Aguas abajo de la misma, se observan depósitos correspondientes a una planicie glacifluvial.

Hacia el noroeste se desprendieron una serie de lenguas glaciarias que convergían en un glaciar que fluyó por el río Volcán. Se reconocen al menos cuatro posiciones principales (de más antigua a más nueva): Till los Patos (ya señalado), Till Cerritos de Toledo (a 3200 m, cerca de la desembocadura del valle Hermoso) y los Till Volcán I (3800 m) y Volcán II (por encima de 4000, probablemente Neoglacial). Las morrenas del valle del río Volcán se encuentran cubiertas parcialmente por depósitos de remoción en masa, abanicos aluviales y depósitos glacifluviales. Asimismo, se encuentran en ciertos sectores movilizados por procesos gravitacionales y en el pasado al parecer, en los sectores más altos han sido activos como glaciares de roca.

Hacia el sur de esta zona, los glaciares ocuparon las quebradas de los Horcones y Matienzo, que en la máxima expansión de los hielos convergieron formando un glaciar que fluyó por el valle del río Cuevas-Mendoza. El denominado Drift Punta de Vacas (Epizúa, 1993) aparece en el valle del río Mendoza en la cota de 2.350 m, en las cercanías de la antigua aduana. No presenta morrena terminal y la terraza glacifluvial se encuentra mejor representada a 70 m por encima del nivel actual del río. Del Drift Penitentes no se preserva morrena terminal, pero según Epizúa (1993) la posición final se encontraría en las cercanías de la villa de Penitentes a 2.500 m de altura. Morrenas laterales atribuíbles a esta posición de los hielos se extenderían hasta Puente del Inca. Los Drift Horcones y Almacenes se encuentran en la quebrada de los Horcones en cotas de 2.750 m y 3.250 m respectivamente, correspondiendo posiblemente a dos posiciones de estabilización o de reavance. El Drift Confluencia se encuentra bien representado en la zona homónima, en la quebrada de los Horcones, por encima de la cota de 3.350 m y se halla estrechamente asociado a los actuales glaciares Horcones

inferior y Tolosa oriental, lo que indica lo relativamente reciente de su acumulación. Depósitos morrénicos bien preservados se encuentran en las quebradas tributarias del Valle del río Cuevas: de Las Leñas, Paramillos de la Cuevas, del Hombre Cojo, de Matienzo, Dedos y Cajón del Rubio; se localizan encima de los 3.500 m y generalmente se han movilizado como glaciares de roca en diversos momentos del Holoceno.

El Drift Uspallata (fuera de la zona estudiada) ha sido datado por la presencia de un nivel de cenizas el cual tiene una edad de 360 Ka (Epizúa, 1993), por lo que estos depósitos corresponderían a la anteúltima glaciación, equivalente a la Illinoia de Norteamérica. El Drift Punta de Vacas sería de una edad inferior a este valor, ya que depósitos glaciares atribuidos a este drift se encuentran cubriendo al mismo nivel de cenizas. De todas formas, según Rabassa y Clapperton (1990), este drift también correspondería a la penúltima glaciación. Los otros drifts serían atribuibles a la Última Glaciación y a avances del Neoglacial (Wisconsin según Rabassa y Clapperton, 1990). El Drift Penitentes presenta una capa de travertino en su parte superior, la cual fue datada y arrojó una edad de 22.800 ± 3100 años, por lo que este drift sería anterior a esta fecha y por lo tanto previo al Último Máximo Glaciario. El Drift Horcones y el Almacenes, corresponderían al Tardiglacial (14.000-10.000 A.P., según Espizua, 1993; o entre 15.000 y 6.000 años A.P., según Rabassa y Clapperton, 1990). Por su parte el Drift Confluencia correspondería a un avance mayor dentro del Neoglacial. Se carece de una cronología siquiera tentativa de los diferentes términos glaciares para la zona de San Juan. En Chile, según Caviedes (1972), Caviedes y Paskoff (1975), en el valle del río Aconcagua, pueden reconocerse tres grandes avances, de más antiguo a más moderno: Salto del Soldado (a 1.300 m), Guardia Vieja (a 1.600 m), Ojos de Agua (a 2.000 m) y Portillo (a 2.650 m). Según Clapperton (1991), el más bajo correspondería a la antepenúltima glaciación, el segundo a la anteúltima glaciación y los restantes a la última y al Neoglacial. Diferentes autores señalan una marcada asimetría en la distribución de los glaciares a ambos lados de la cordillera relacionada con la dispar distribución de las precipitaciones durante las glaciaciones y las diferentes pendientes de los valles, mayores al oeste. En la Tabla 1 se observan una serie de correlaciones tentativas, tomadas de Rabassa y Clapperton (1990) y en la Tabla 2, la correlación tentativa entre las glaciaciones de San Juan y Mendoza.

4. Glaciares de roca y formas criogénicas

Son una de las formas más conspicuas de la zona, constituyendo probablemente (Corte, 1976), la zona más grande de glaciares de rocas en el mundo. Diversos motivos hacen posible esta situación (Martin y Whalley, 1987 y Corte, 1987): 1) clima, frío con temperaturas menores a 0°C durante buena parte del año lo que permite la existencia de permafrost, 2) tipo de roca, en la región considerada andesitas, brechas andesíticas y areniscas muy litificadas, con importante clivaje y diaclasamiento debido a la importante actividad tectónica, 3) exposición y orientación de las pendientes, 4) altas pendientes e importante relieve relativo, 5) presencia de acumulaciones previas de detritos por altas tasas de producción de material detrítico por crioclastismo, 6) existencia de una importante acción glaciaria en el pasado reciente. Ahumada (1990) establece el límite entre los ambientes geocriogénicos y no geocriogénicos en una temperatura media anual de 3°C y diferenció, en función de los procesos y geoformas criogénicas dos sectores, uno inferior y otro superior, ubicando el límite (en la zona de la quebrada de Matienzo) en 3.500 m. En el inferior, se encuentran cuñas de hielo, soliflucción en guirnaldas, regolito estructurado en pendientes y suelos estructurales y en el superior, suelos estructurales, geliflucción, taludes almohadillados y glaciares de roca. Corte (1983) diferenció dos sectores con regímenes diferentes a los que denominó parageocriogénico y geocriogénico. El primero se encuentra por debajo del límite inferior de permafrost, con congelamiento estacional sistemático y el segundo por encima del límite inferior de permafrost (coincidente con la presencia de glaciares de roca). Un aspecto importante es que la presencia de permafrost y estructuras criogénicas implica una gran diferencia en el grado y tipo de cobertura vegetal, la que por encima de esta cota prácticamente desaparece.

Tabla 1. Correlación de los diversos términos morrénicos de los Andes Centrales y Patagónicos de Argentina y Chile (basada en diferentes autores)

	MENDOZA Clapperton y Rabassa, 1990 Espizúa, 1993	DISTRICTO DE LOS LAGOS, CHILE Porter, 1981	BARILOCHE Rabassa y Evenson, 1989	VALLE DEL ACONCAGUA Caviedes, 1972	NORTE AMER.		EDAD
	GLACIACIONES INDIFERENCIADAS	NEOGLACIACION?	NEOGLACIAL 3 NEOGLACIAL 2 NEOGLACIAL 1	AVANCES MENORES EN PORTILLO		NEOGL	10 Ka
PLEISTOCENO TARDIO	ALMACENES	?	BLEST	?	W I S C O N S I N	ULTIMA GLACIACION	18 Ka
	HORCONES	LLANQUIHUE III	LAGO MORENO	PORTILLO			
	PENITENTES	LLANQUIHUE II	NAHUEL HUAPI II	?			30 Ka
		INTERESTADIAL	INTERESTADIAL				
	?	LLANQUIHUE I	NAHUEL HUAPI I				100 Ka
PLEISTOCENO MEDIO		ULTIMO INTERGLACIAL	ULTIMO INTERGLACIAL				125 Ka
	PUNTA DE VACAS	SANTA MARIA	LA FRAGUA	OJOS DE AGUA	ILLINOIS	PENULTIMA GLACIACION	
	USPALLATA	RIO LLICO	EL CONDOR	GUARDIA VIEJA			
PLEISTOCENO TEMPRANO	?	?			PRE-ILLINOIS	PRE-PENULTIMA GLACIACION	
	?	CARACOL	PICHILEUFU III PICHILEUFU II PICHILEUFU I	SALTO DEL SOLDADO			

Tabla 2. Correlación tentativa entre los términos glaciarios reconocidos para el Valle del Río Cuervas-Mendoza y los valles de los ríos Volcán-Los Patos y Mercedario-Blanco-Los Patos.

MENDOZA	VALLE DEL RIO VOLCAN	VALLE DEL RIO MERCEDARIO
CONFLUENCIA	VOLCAN II	NEOGLACIAL
ALMACENES	VOLCAN I?	CIENAGA DEL GAUCHO
HORCONES		RIO MERCEDARIO
PENITENTES	CERRITOS DE TOLEDO	RIO BLANCO
PUNTA DE VACAS	LOS PATOS	LOS PATOS

Los glaciares de rocas son formas de acumulación, compuestas por clastos de diversos tamaños, cuyo movimiento resulta de la presencia de hielo intersticial entre el material detrítico, dándose el movimiento esencialmente por *permafrost creep* (Martin y Whalley, 1987). Si bien el movimiento tiene lugar en toda la masa, se da en forma diferencial, avanzando más rápidamente la parte superior. Otros dos tipos de mecanismos de movilización han sido propuestos por Martin y Whalley (1987): por la acción del hielo (en el caso de los glaciares de roca de núcleo de hielo, *debris covered glaciers* y *ice cored rock glaciers*) y por movimientos rápidos, para el caso de los glaciares rocosos vinculados a deslizamientos de rocas y detritos. Corte (1976) diferencia dos tipos principales de glaciares de roca, denominados primarios y secundarios. Los primarios se forman a partir de la acumulación de material detrítico proveniente de los laterales de los valles por diversos procesos (reptaje, soliflucción, etc.) con hielo intersticial. Los secundarios se producen por la fusión del hielo de los glaciares de valle, con una espesa cobertura detrítica, formando una serie continua, que incluye a las denominadas morrenas con núcleos de hielo. Los glaciares secundarios alcanzan mayores dimensiones y presentan dos fases: fase de termokarst en la parte proximal y de detrito estructurado en la parte distal.

En la zona se han reconocido glaciares de roca de ambos tipos. Los criogénicos o primarios (generalmente lobados) se ubican en las laderas orientadas al sur y al este, principalmente en las quebradas Tolosa sur, Volcán, Las Leñas y tributarias de la de Matienzo. Presentan pequeñas dimensiones de algunas decenas de metros y el material constituyente es de variada composición, anguloso, de hasta un metro y presentan líneas de flujo longitudinales, en la parte proximal y crestas transversales, en la parte distal. La mayoría se encuentran activos, lo que se evidencia por sus abruptos frentes y ausencia de vegetación.

Los glaciares de tipo glaciogénicos o secundarios, han sido reconocidos, entre otras, en las quebradas Tolosa oriental, Paramillos de las Cuevas, México, de los Dedos y Nevados del Matienzo, en Mendoza, y en San Juan en el cerro Mercedario y cordón de la Ramada (cerros Mesa y Alma Negra), en cotas superiores a los 4.000 m, como en las quebradas de la Laguna Blanca y del río Colorado. También se han reconocido glaciares de roca en la zona de las quebradas tributarias del río Volcán, por encima de los 3.800 m. Al sur del río Cuevas, se observan numerosos glaciares de roca de ambos tipos, especialmente en la quebrada de Navarro y Blanca y tributarias del río Blanco. Poseen mayores dimensiones y son de formas lenguadas. En la mayoría de los casos se observa una serie continua, desde el glaciar de hielo cubierto de detritos hasta la fase de detrito estructurado, pasando, en la parte cercana al hielo descubierto, por la fase de termokarst. La distribución de los glaciares de roca muestra en la región una marcada asimetría, característica por demás frecuente en la distribución de los glaciares de roca en otras partes del mundo. Así, en aquellos laterales de los valles orientados hacia el sur son muchos más frecuentes y aparecen en cotas menores (generalmente a partir de los 3.000 m), mientras que en aquellos orientados al norte, la capa de permafrost activa aparece a alturas mucho mayores, generalmente por encima de los 3.700 m, como por ejemplo en las quebradas Blanca y de Navarro, ambas inmediatamente al sur de la zona estudiada.

Se han reconocido lóbulos de geliflucción, suelos estructurados en poligonales y listas de piedra. Los lóbulos de geliflucción se han observado en el valle del río Cuevas y en la quebrada de Matienzo. Son más frecuentes en las laderas más insoladas y orientadas al norte, ya que el descongelamiento es más importante en las mismas. También han sido reconocidos sectores en los cuales ha tenido lugar o tiene lugar el deslizamiento de la capa activa, dando como resultado la presencia de pendientes irregulares (escalonadas). Los suelos estructurados se han observado principalmente en la quebrada Tolosa oriental, por encima de 3.500 m s.n.m. Forman polígonos de alrededor de 50 cm de diámetro, con los clastos mayores de hasta 10 cm hacia los bordes. En zonas de mayor pendiente (20 aproximadamente) se observan listas de piedra, con una separación entre listas de 30-40 cm y clastos angulosos y de 5-10 cm de diámetro.

Otros procesos geocriogénicos presentes en la región y reconocibles en numerosos sectores son la crioturbación de suelos (especialmente en los sectores subhorizontales en el piso de los valles y arte-

sas), la selección vertical y lateral del material de las pendientes, la presencia de regolito estratificado (*grezes litees*), cuñas de hielo y la crioplanación o planación de altura. Este última constituye una asociación compleja de los procesos geocriogénicos, la meteorización física (crioclastismo) y posterior erosión por agua, viento y remoción en masa, resultado de la cual se generan amplias superficies subhorizontales en altura, generalmente en las divisorias más altas (más de 4000 m).

5. Geformas debidas a la remoción en masa

Adquieren gran desarrollo en la zona estudiada. Diversos factores concurren para hacer posible esta situación, ya sean intrínsecos a la litología y estructura, como los propios del contexto geomórfico, incluyendo las condiciones climáticas. Entre las características particulares de la Alta Cordillera, que explican la ocurrencia de estos fenómenos, se destacan la altura, el clima frío, el relieve relativo, la escasa cobertura vegetal, el volumen y tipo de precipitaciones y la presencia de una importante actividad neotectónica. La dinámica de convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca a estas latitudes, determina la existencia de un importante régimen sísmico en la actualidad. Espizúa *et al.* (1993), en base a datos del IMPRES, reconocieron la existencia de 1.350 sismos desde 1906. En la tabla 3 se muestran los principales grupos tipológicos de movimientos de remoción en masa, basado en Summerfield (1991).

El reptaje es uno de los procesos más ampliamente representado, afectando prácticamente todas las laderas e implicando a todas las litologías. Es un movimiento de tipo laminar, esencialmente sin deformación de la masa, que tiene lugar principalmente por *frost-creep*. Los clastos son angulosos y de tamaños variables según cuales sean las rocas de la cual procedan. El intenso crioclastismo y la ausencia de vegetación favorecen su amplia distribución. Las geformas más frecuentes son los conos de talud o deyección, con pendientes superiores a los 35°, los cuales suelen coalescer. Las pendientes, en un corte longitudinal, en general presentan afloramientos rocosos, subverticales en su parte superior, un sector medio plano y uno inferior cóncavo. En aquellos conos de mayores dimensiones, se forman pequeños cursos, por los cuales circula agua esporádicamente y por los cuales se encauzan pequeños torrentes de barro (*debris flows*). Ocasionalmente, es posible reconocer una transición entre los tipos esencialmente coluviales y los aluviales.

Asimismo son frecuentes aquellas pendientes en las cuales predominan las caídas de rocas, conformando las denominadas *rock fall talus*, a su vez, parcialmente modificadas por *debris flows* y avalanchas de nieve y detritos, en forma análoga a la señalada por Owen (1991) en el Karakorum. Las caídas de rocas son generalmente de dimensiones menores. Forman campos de bloques (algunos de los cuales pueden alcanzar varios metros de diámetro), conos simples, conos coalescentes o pendientes rectilíneas ubicados al pie de afloramientos rocosos.

Puede apreciarse que existe una gradación en las formas de las pendientes, la cual varía con la altitud. En los sectores de mayor altitud y generalmente por encima de los 4.000 m, predominan los segmentos verticales a subverticales, con importante participación de caídas de rocas y pendientes rocosas. En los sectores de alturas menores, se vuelven más frecuentes las pendientes totalmente cubiertas de detritos, con predominio del reptaje y de flujos. Caracterizan a estos últimos menores inclinaciones de las pendientes, las cuales de todas formas suelen superar los 35°. En general, es posible constatar que existe una mayor cobertura detrítica en el sector norte de la zona estudiada que en la parte sur, lo que puede deberse a la existencia de una generalizada y mayor erosión hídrica vinculada a los ríos Cuevas y Mendoza. Son frecuentes las "canaletas" (*chutes*), debidas a la erosión fluvial y al transporte de material bajo la forma de flujos, labrados tanto en la cobertura detrítica como en la roca más o menos fresca. En general, se puede constatar que la relación espacial existente entre las pendientes y la estructura, ya sea fallamiento, fracturación o diaclasamiento, es determinante en el tipo y distribución de los movimientos de remoción en masa. Aquellos sectores en los cuales la roca es más friable o se ha visto sometida a una mayor presión por parte de los hielos durante los períodos glaciares son más susceptibles a los movimientos gravitacionales, predominando los flujos. Donde la roca es más dura, predominan los deslizamientos y caídas de rocas.

Tabla 3. Tipología de los movimientos de remoción en masa (gravitaciones) reconocidos en la Región de Aconcagua (basado en Summerfield, 1991)

MECANISMO PRIMARIO	TIPO DE MOVIMIENTO	MATERIALES IMPLICADOS	CONT. AGUA	VEL.	OTRAS CARACTERISTICAS	
L A T E R A L	REPTAJE	Reptaje de rocas	Rocas	bajo	muy lento	deformación plástica de las rocas
		Reptaje de detritos	Detritos rocosos	bajo	muy lento	reptaje y frost creep
	F L U J O	Geliflucción y soliflucción	Suelos y carpeta de detritos	alto	muy lento	movimiento generalizado de material saturado en agua, estacional, sobre suelo congelado
		Flujos densos (mudflows y debrisflows)	Mudflows > 80% arcilla Debrisflows mezcla de detritos y finos	alto	lento a muy rápido	Flujos generalmente confinados a líneas de drenaje
		Avalancha de rocas	Material rocoso grueso	bajo	muy rápido	catastróficos, generalmente disparados por caídas de rocas, baja fricción
		Avalanchas de nieve	Nieve, hielo y material rocoso	bajo	muy rápido	idem anterior
	DESLIZAMIENTO	Deslizamientos de rocas	Rocas fracturadas o no	bajo	moderado a rápido	movimientos traslacionales con planos de deslizamiento paralelo a la superficie rocosa
		Deslizamientos de detritos	Detritos o suelos	idem	idem	deslizamientos someros de masas de suelos deformados
		Asentamientos	Rocas o detritos	bajo	lento	movimiento rotacional a lo largo de planos cóncavos
	VERT.		Caída de rocas	Rocas	bajo	muy rápido
		Complejos	Combinación de dos o más de los tipos anteriores			

Los deslizamientos rocosos no son muy frecuentes en la región, no obstante poseen grandes dimensiones. Uno de los depósitos más llamativos se localiza al norte de Las Cuevas, en la quebrada del Hombre Cojo. El depósito alcanza, en su parte distal, más de 50 m de espesor y una longitud de 1,5 km. Los bloques superan los 7 m de diámetro y se encuentran alineados. El material composicional es casi exclusivamente brecha piroclástica andesítica de la Formación Tordillo (jurásica). La secuencia sedimentaria aflorante sobre el faldeo norte del valle del río Cuevas, posee rumbo nortesur e inclina 60-70° al oeste. A favor de esa inclinación, el movimiento habría comenzado como un deslizamiento planar traslacional, probablemente disparado por un terremoto, el cual tras colisionar con el otro lateral de la quebrada del Hombre Cojo, se habría encauzado hacia abajo, constituyendo una avalancha de rocas (*rock slide*). La estructura de la roca, tanto la estratificación como el diaclasamiento, por su particular disposición respecto a la dirección de la quebrada, ha jugado un papel fun-

damental. Otro depósito debido a una avalancha de rocas se encuentra en la quebrada Tolosa oriental. Presenta forma elongada y aproximadamente 2,5 km de largo. El depósito se encuentra vegetado y erosionado parcialmente. En su parte superior, se observan bloques de hasta 4 m de diámetro, angulosos, alineados, también de un solo tipo litológico: brechas piroclásticas de la Formación Juncal, que afloran en la parte superior de la quebrada, al pie del cerro Tolosa.

Los deslizamientos planares de material detrítico y los de tipo compuesto y progresivo, son frecuentes en toda la zona. La zona de ascenso al Cristo Redentor es probable que corresponda a un depósito de este tipo. La litología de la Formación Cristo Redentor en este sector, areniscas y piroclastitas poco consolidadas, pueden haber facilitado este tipo de movimientos. Asimismo el hecho que en la base del depósito se encuentre un brusco cambio de dirección del río Cuevas, hace que el mismo pueda haber actuado socavando el pie de la pendiente, quitándole sustentación. Otros deslizamientos de menores dimensiones han sido reconocidos en la quebrada de Matienzo, Valle del río Cuevas, en Paramillos de la Cuevas, en las cercanías de Puente del Inca, Valle del Río Volcán, Quebrada Honda y Valle del Río Blanco. Es común que los deslizamientos pasen en su parte distal a flujos de detritos parcialmente encauzados. En el extremo noroccidental de la zona estudiada, en el límite con Chile, se observa el depósito y la cicatriz correspondientes a un importante movimiento complejo, el cual probablemente comenzó como deslizamiento para finalizar como flujo. Este produjo el endicamiento del curso que fluía por la quebrada (arroyo de las Ojotas), generando la Laguna del Pelado, ubicada a 4000 m. En la quebrada de Patillos son frecuentes los deslizamientos que han afectado principalmente a los depósitos morrénicos .

Los *debris flows* de variadas dimensiones y que han afectado diferentes litologías, constituyen uno de los fenómenos de remoción en masa más ampliamente distribuidos en la región. Forman una importante parte del relleno de los valles y quebradas. Se caracterizan por poseer bloques de variados tamaños, generalmente menores a un metro, inmersos en una matriz areno-limosa, con variada participación de arcilla, lo que permite que se cimente fuertemente. Generalmente, se encuentran dispuestos en los canales de los abanicos, en los taludes y en conos de deyección.

En la zona de la desembocadura del arroyo Horcones en el río Cuevas, se encuentra el depósito de mayores dimensiones producido probablemente por la remoción en masa. El mismo ha sido motivo de un estudio detallado en otro trabajo (Pereyra y González Díaz, 1993). Corresponde a un movimiento de tipo complejo, el cual habría comenzado como una serie de deslizamientos y que pasa en su parte distal a flujos de detritos (*debris flow*). Fue interpretado como depósitos morrénicos por numerosos autores. Ocupa un área de 7 km² y posee más de 100 m de potencia en su parte distal. Los materiales involucrados en este movimiento complejo probablemente hayan sido provenientes de depósitos glacifluviales de la quebrada de los Horcones, ubicados en cotas superiores y de las cuales subsisten remanentes en el lateral occidental del tramo inferior del valle y en lateral opuesto, en la zona de Confluencia. Estos exhiben estratificación, cierta gradación de material y bloques generalmente subangulosos a subredondeados. Las características morfológicas observables en el campo y en fotografías aéreas, la naturaleza del material componental, su estructura, la presencia de los citados niveles glacifluviales, entre otros, sustentan esta nueva interpretación.

6. Conclusiones

La zona estudiada se caracteriza por presentar una variada configuración geomórfica. En un paisaje cuyas características principales están determinadas por la estructura, han actuado diferentes agentes y procesos. La acción glaciaria predominó en el pasado, reconociéndose numerosas formas erosivas y agradacionales, si bien muy modificadas por la acción posterior de otros procesos. Para el sector mendocino, diferentes autores señalan la existencia de al menos cinco eventos glaciarios mayores correspondientes desde la antepenúltima glaciación hasta el Neoglacial. Las glaciaciones se habrían desarrollado en la región, a partir de tres centros de acumulación, ubicados por encima de los

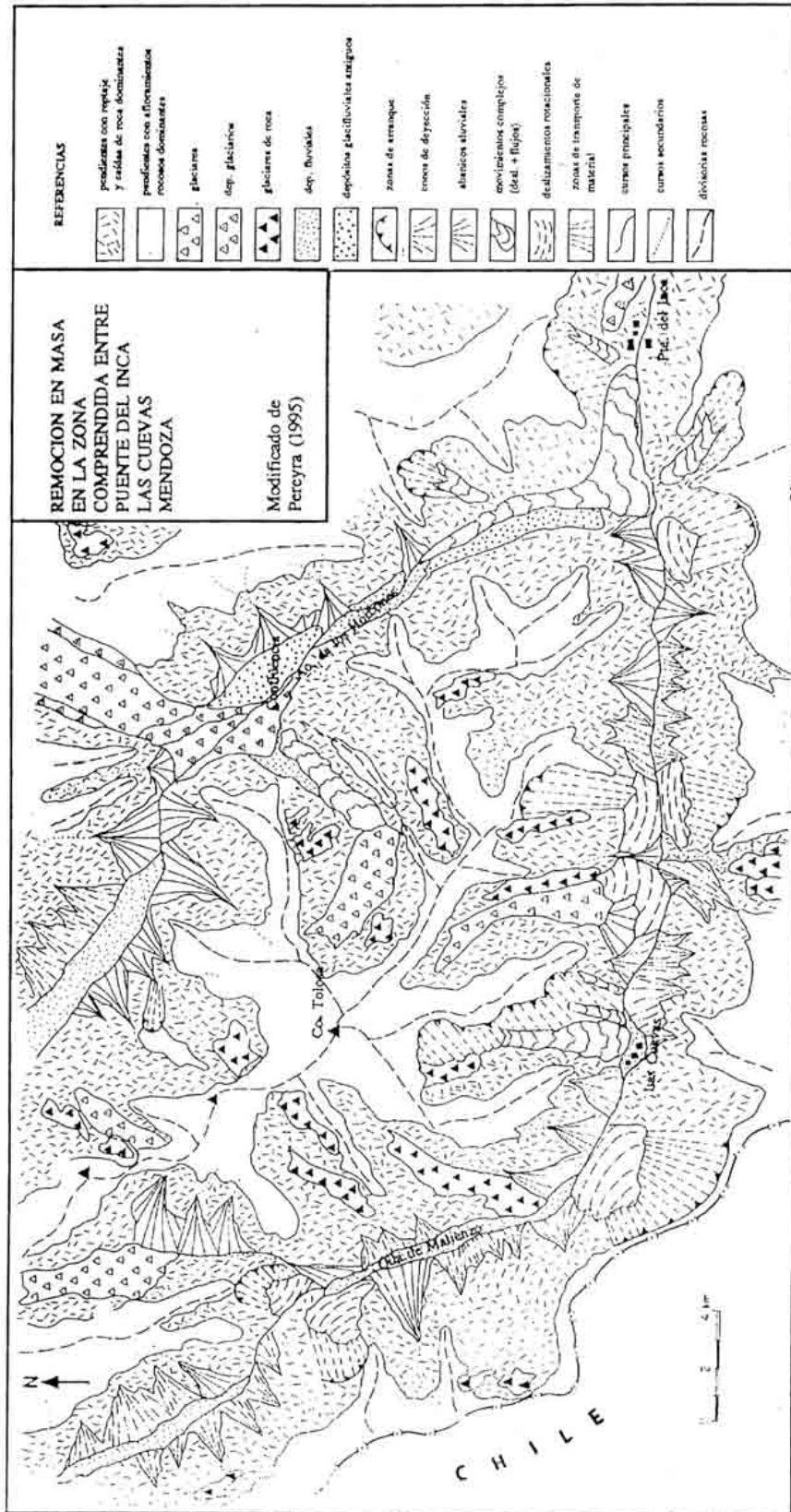


Fig. 3. Remoción en masa en la zona comprendida entre Puente del Inca - Las Cuevas Mendoza.

5.500-6.000 m, de norte a sur, cerro Mercedario-cordón de la Ramada, cerro Aconcagua y Plomo-Juncal, extendiéndose agua abajo hasta cotas del orden de los 2.700 m aproximadamente. En la actualidad, en estos tres sectores citados persisten cuerpos de hielo, en algunos casos muy cubiertos por detritos y en franco retroceso.

Las particulares características de la zona, tales como el clima, estructura, litología, etc., que han determinado la existencia de un importante relieve relativo y altas pendientes, han favorecido además, la acumulación de material detrítico susceptible de ser movilizadado por la acción de la gravedad. Es así que los procesos de remoción en masa se encuentran ampliamente distribuidos y adquieren gran importancia en el modelado del paisaje actual. Asimismo, las condiciones periglaciales son de importancia. Se han reconocido numerosos glaciares de roca primarios y secundarios, deslizamientos, flujos y reptaje. Así, pese a las evidencias que existen, que indican una generalizada e importante acción glaciaria, con formas erosivas principalmente, la presencia de restos de morrenas marginales y aún frontales, en la mayor parte de los valles y quebradas, es escasa, encontrándose retrabajadas por la remoción en masa. Por lo tanto la naturaleza de los depósitos diamictíticos de la región muestran un claro origen poligenético y originalmente fueron probablemente till. La tipología de los movimientos de remoción en masa de la región presenta un carácter complejo, con la combinación de varios tipos diferentes, sumada a la existencia de varios ciclos de removilización del material, lo que dificulta la clasificación de los depósitos. La acción fluvial se encuentra restringida a los valles de los principales cursos fluviales de la región, los cuales tienen sus nacientes en los glaciares. La red evidencia un marcado control estructural y la neotectónica y fluctuaciones climáticas han impreso su sello a la red y a los cursos, resultando en una red no ajustada.

Referencias bibliográficas

- Ahumada, A.** (1990): Ambientes, formas y procesos periglaciales o criogénicas en quebrada B. Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XLV(1-2):85-97.
- Barsch, D. & N. Caine** (1984): The nature of mountain geomorphology. *Mountain Res. and Dev.*, Vol. 4(4):287-298.
- Caviedes, C.** (1972): Geomorfología del Cuaternario del Valle del Aconcagua, Chile Central. *Freiburger Geographische Hefte*, IBR.9-153.
- Caviedes, C. & R. Paskoff** (1975): Quaternary glaciations in the Andes of north-central Chile. *Journal of Glac.*, 14(70):155-170.
- Clapperton, Ch.** (1991): *Influence of tectonics on the extent of Quaternary glaciation in the Andes*. Bol. IG-USP, Publ. Esp., 8:89-108, San Pablo.
- Corte, A.** (1976): Rock glaciers. *Biul. Peryglacjalny*, 26:175-197.
- Corte, A.** (1983): Procesos periglaciales actuales y pasados en Argentina central. *I Reunión Grupo Periglacial*, Actas:63-74, Mendoza.
- Corte, A.** (1987): Rock glaciers taxonomy. En Giardino, J., J. Shroder y J. Vitek (eds.): *Rock Glaciers*, 27-39. Allen & Unwin, Boston.
- Epizúa, L.** (1993): Geología glacial cuaternaria del valle del río Mendoza. *XII Cong. Geol. Arg.*, Actas VI:80-91.
- Epizúa, L., J. Bengoechea & C. Aguado** (1993): Mapa de riesgo de remoción en masa en el Valle del río Mendoza. *XII Cong. Geol. Arg.*, Actas VI:323-332, Mendoza.
- González Díaz, E. & L. Fauque** (1993): Geomorfología. En Ramos (ed), *Relatorio XII Cong. Geol. Arg.*, I(17):217-234, Mendoza.
- Hansen, M.** (1984): Strategies for clasification of landslides. En Brundsen & Prior (ed.), *Slope instability*, 145-187. J. Wiley and Sons Ltd. Londres.
- Kuhle, M.** (1985): Spuren der hocheiszeitlichen Gletscherbedeckung in der Aconcagua-Gruppe. *Z. fur Geologie und Paleontologie*, Teil I, Heft:1635-1646.
- Martin, E. & B. Whalley** (1987): Rock glaciers, part 1: rock glacier morphology, classification and distribution. *Progress in Physical Geography* 11:260-82.

- Owen, L.** (1991): Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in Karakoram landform evolution. *Z. Geomorph. N.F.*, 35(4):401-424.
- Pereyra, F.X. & E. González Díaz** (1993): Reinterpretación geomórfica de la llamada Morrena de Los Horcones, Puente del Inca, Prov. de Mendoza. *XII Cong. Geol. Arg.*, Actas IV:73-79.
- Pereyra, F. X. & E. González Díaz** (1996): Geomorfología. En Ramos, V.A. (ed) *Geología de la Región Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*, Anales 24:423-446 Subsecretaría de Minería de la Nación, Dir. Serv. Geol., Buenos Aires.
- Polanski, J.** (1954): Supuesto englazamiento en la llanura pedemontana de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VIII(4):195-213.
- Rabassa, J & Ch. Clapperton** (1990): The Quaternary glaciation in the Southern Andes. *Quat. Sci. Rev.*, 9:153-174.
- Ramos, V.A.** (1996): *Geología de la Región Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dir. Serv. Geol.. Anales 24, 567 pags. Buenos Aires.
- Summerfield, M.** (1991): *Global Geomorphology*, 537 pags. Longman Ltd., Londres.
- Whalley, W. & E. Martin** (1992): Rock glaciers, part 2: models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16:127-186.