EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN PLEISTOCENA EN EL SISTEMA DE FALLA DE LA CARRERA (32º40'-33º15'LS), CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA

Analía Laura CASA[1,2], José María CORTÉS[1] y Marcela BORGNIA[1]

[1] Laboratorio de Neotectónica (LANEO), Departamento de Ciencias Geológicas, FCE y N, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
E-mail: cortes@gl.fcen.uba.ar
[2] SEGEMAR, ~~Buenos Aires,~~ E-mail: ancasa@minplan.gov.ar

RESUMEN

Entre los 32º25' y 33º15' LS, el frente de levantamiento cenozoico de la Cordillera Frontal, muestra signos de reactivación plio-pleistocena y está representado por el sistema de falla de La Carrera. En el margen oriental del cordón del Plata, la distribución de la deformación cuaternaria no es homogénea. A la latitud de la localidad de El Salto, dichas evidencias se concentran en un tramo comprendido entre los 32º55' y 33º05' LS, tanto en el frente serrano como en el piedemonte adyacente. En la montaña, la actividad neotectónica está asociada a la falla Río Blanco, que delimita el frente. En el piedemonte una ramificación de esta falla afectó un pedimento rocoso y su cobertura aluvial pleistocena, mientras que una segunda falla cuaternaria (falla El Salto) ascendió tres niveles de pedimentos cuaternarios. Se presentan asimismo escarpas pedemontanas en el aluvio. En ese tramo montañoso, las cuencas de drenaje están poco desarrolladas; allí se han calculado bajos valores del índice de sinuosidad del frente (Smf) y de la relación ancho del piso-alto del valle (Vf), y altos valores del índice de longitud-gradiente de cursos (SL). Este conjunto de evidencias sugiere una persistente actividad tectónica cuaternaria a lo largo de segmentos estructurales en el frente montañoso del cordón del Plata y en el área pedemontana asociada. Las evidencias identificadas a la latitud de El Salto, parecen ser la continuación norte de la falla La Aguadita y amplían el alcance de la deformación cuaternaria dentro del sistema de falla de La Carrera.

Palabras clave: *Neotectónica, Cuaternario, Índices morfométricos, Cordillera Frontal.*

ABSTRACT: *Pleistocene evidences of deformation in the La Carrera fault system (32º40'-33º15'LS), Cordillera Frontal of Mendoza.* Between 32º25' and 33º15' LS, Cenozoic uplifting front of the Cordillera Frontal, shows signs of Plio-Pleistocene reactivations and is represented by the La Carrera fault system. In the eastern margin of the Del Plata range, the distribution of Quaternary deformation is not homogeneous. At the latitude of the El Salto village, such evidence is concentrated in a stretch between the 32º55' and 33º05' LS, both in mountain front and in the adjacent piedmont. In the mountain, neotectonic activity is associated with the Río Blanco fault, which delimits the front. In the piedmont a splay of this fault affected a rock pediment and its alluvial Pleistocene coverage, while a second Quaternary fault (the El Salto fault) uplift three levels of Quaternary pediments. Piedmont fault scarps are also presented in the alluvium. In this mountainous stretch drainage basins are poorly developed, there are calculated low values of mountain front sinuosity index (Smf) and valley-floor width to valley height ratio (Vf), and high values of stream-gradient index (SL). This set of evidence suggests a persistent Quaternary tectonic activity along the structural segment of the mountain front of the Del Plata range and the piedmont area associated. The evidence identified in latitude of the El Salto, seem to be the northern continuation of the La Aguadita fault and expand the scope of Quaternary deformation within the La Carrera fault system.

Keywords: *Neotectonics, Quaternary, Morphometric indexes, Cordillera Frontal.*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Frontal es una unidad morfotectónica de primer orden en los Andes Centrales del oeste de Argentina, cuya porción austral se extiende en la provincia de Mendoza entre los 32º10' y 34º40' de latitud sur. En el margen oriental de ese tramo, al pie de la cordillera del Tigre y de los cordones del Plata y del Portillo, se localiza su frente de levantamiento tectónico cenozoico. En la zona de transición entre el segmento pampeano de subducción subhorizontal y el segmento de subducción normal (entre los 32º 25' y 33º 15' LS), dicho frente muestra signos de reactivación plio-pleistocena y está representado por el sistema de falla de La Carrera (Polanski 1958, Caminos 1965, 1979, Cortés 1993). El sistema está formado por fallas inversas imbricadas de orientación general N y vergencia oriental, interconectadas por medio de fallas oblicuas de transferencia, de orientación noroeste. Las fallas longitudinales del borde oriental del sistema cabalgan rocas paleozoicas y triásicas sobre

distintas sucesiones cenozoicas que rellenan los valles de Uspallata y de Tunuyán. Hacia el norte, algunas de estas estructuras se propagan por un corto trecho en la Precordillera, donde pierden rechazo (Caminos 1979, Casa 2005).

En los últimos años se han localizado y estudiado varias evidencias de actividad tectónica pleistocena superior en distintos tramos del sistema de falla de La Carrera, que permiten considerarlo como una fuente sismogénica potencial de la región (Cortés *et al.* 2006). En efecto, en su extremo norte, en las proximidades del río Mendoza se identificaron distintos depósitos de avalanchas de roca disparadas por actividad sísmica (Fauqué *et al.* 2000, 2001, 2005). Asimismo, en el extremo sur del sistema, a la ya conocida información sobre la escarpa de la falla La Aguadita proporcionada inicialmente por Polanski (1963) se le ha agregado el estudio de pliegues y escarpas pedemontanas cuaternarias localizadas dentro de la depresión de Tunuyán (García *et al.* 2005). En este artículo se dan a conocer nuevas evidencias de reactivación cuaternaria del mencionado sistema de fallas en su porción central, a la latitud de la localidad de El Salto. Los rasgos estudiados provienen de un tramo del frente montañoso del cordón del Plata y del piedemonte adyacente comprendido entre los ríos Mendoza y Blanco (Fig. 1). Se comenta asimismo la vinculación y pertenencia del sistema a la más amplia faja de deformación cenozoica representada por el cinturón Río Mendoza – Tupungato, cuya localización revela marcados controles paleotectónicos.

RESEÑA ESTRATIGRÁFICA EN LA REGIÓN DE EL SALTO (32º55'-33º05' LS)

En la sucesión estratigráfica que aflora en la región de El Salto (32º55'-33º05' LS) se reconocen tres secciones: (a) un sustrato constituido por sedimentitas neopaleozoicas y rocas magmáticas permo-triásicas, (b) el relleno de la Cuenca Cuyana de edad triásica y (c) la cobertura cenozoica constituida por unidades paleógenas, neógenas y cuaternarias (Fig. 2).

En el frente oriental del cordón del Plata, el sustrato está integrado por sedimentitas marinas neopaleozoicas de la Formación Loma de los Morteritos (Polanski 1958) sobre las que se disponen en discordancia angular los Conglomerados del Río Blanco (Caminos 1965) de edad pérmica inferior. Los conglomerados soportan en pseudoconcordancia una espesa sucesión de rocas efusivas del ciclo magmático Gondwánico integradas por brechas y flujos lávicos andesíticos y flujos piroclásticos ignimbríticos riolíticos (Folguera *et al.* 2004, Martínez *et al.* 2006, Casa 2005). La sucesión volcánica está asociada asimismo a una facies subvolcánica representada por diques de composición riolítica y a una facies plutónica expuesta en el *stock* del Cerro Arenal en contacto tectónico con rocas efusivas (Grupo Choiyoi, Fig. 2).

En discordancia sobre ese sustrato, se disponen las sucesiones triásicas que integran el Grupo Uspallata (Stipanicic 1979). Las unidades, aflorantes al sur del río Mendoza, constituyen a esas latitudes el relleno de *sinrift* y *sag* de la subcuenca Cacheuta-Tupungato (hemigraben Tupungato-Cacheuta, Kokogian *et al.* 1993) de la Cuenca Cuyana.

En el sector pedemontano adyacente al sistema de falla de La Carrera, en la región de El Salto, la cobertura cenozoica paleógena está pobremente representada por reducidos afloramientos de sedimentitas clásticas de las Formaciones Papagayos (Simpson *et al.* 1962) y Divisadero Largo (Chiotti 1946). Los depósitos neógenos en cambio, presentan una mayor extensión areal en el piedemonte y hacia el este, dentro de las cerrilladas pedemontanas (Fig. 2). Conforman la Formación Mariño (Biondi 1936, *nom. subst.* Rolleri y Criado Roqué 1970) y la Formación Mogotes (Trumpy y Lehz 1937, *nom. subst.* Polanski 1963) que la sobreyace en pseudoconcordancia. La primera está representada por sus tres miembros: a) Conglomerados Violáceos (conglomerados verdes y areniscas conglomerádicas rojas, de ambiente fluvial) en la base, b) Areniscas Entrecruzadas (areniscas rosadas, de ambiente eólico) y c) Estratos de Mariño (areniscas rojas en alternancia con niveles limosos o conglomerádicos, de ambiente fluvial) hacia el tope. La edad de esta unidad se ubica en el Mioceno medio (Irigoyen 1997). La Formación Mogotes, asignada al Plioceno superior (Yrigoyen 1993), aflora en reducidos asomos contiguos al frente montañoso. Está compuesta por conglomerados gruesos a medianos con estratificación grosera, indicada por clastos imbricados y por la intercalación de lentes de areniscas conglomerádicas o bancos limosos. Los clastos que la componen provienen principalmente de las sedimentitas y volcanitas neopaleozoicas y del basamento metamórfico, aflorantes en la Cordillera Frontal. La sucesión neógena es una secuencia orogénica granocreciente que culmina con la potente acumulación psefítica de la Formación Mogotes. En el piedemonte, las unidades pre-cuaternarias se hallan falladas y plegadas por la deformación andina cenozoica y sus afloramientos se concentran en los altos estructurales y a lo largo de los valles fluviales de cursos provenientes del cordón del Plata. Los depósitos cuaternarios se asientan sobre estas rocas deformadas mediando distintas superficies de erosión. Son sedimentos aluviales que constituyen delgadas coberturas de pedimentos o depósitos aterrazados asociados a la dinámica de las cuencas del río Blanco y del arroyo La Manga. También se presentan depósitos coluviales sobre los faldeos. En un conjunto de lomadas cercanas al frente montañoso los depósitos pedemontanos cuaternarios cubren los pedimentos preservados como tres niveles escalonados con distinta altitud. En los depósitos de los niveles inferiores son más abundantes los clastos de cuarcitas grisáceas y verdosas y de calizas (provenientes de la Formación Loma de los Morteritos), mientras que en el nivel más antiguo y de mayor altitud abundan los bloques de volcanitas permo-triásicas. Es-tas diferencias son consistentes con una progresiva erosión de las rocas de va-

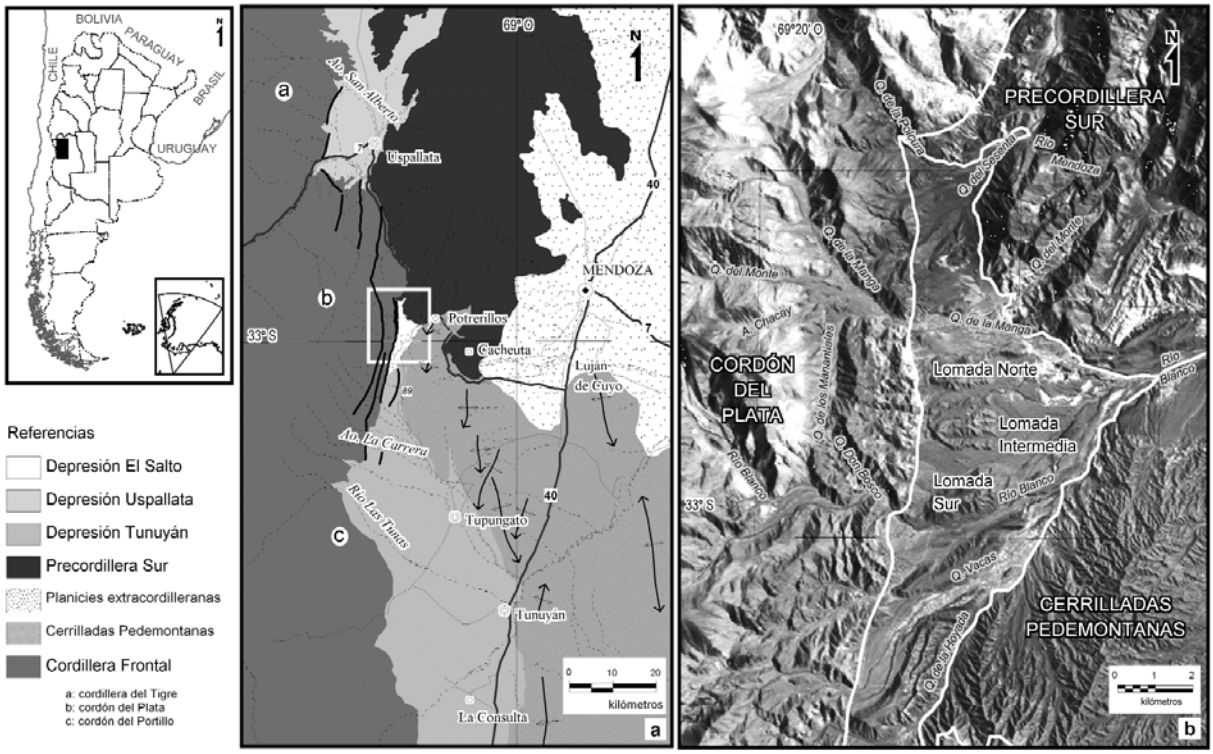

Figura 1: a) Unidades morfotectónicas y ubicación de la zona de estudio en el noroeste de la provincia de Mendoza; b) Esquema de ubicación del margen oriental del cordón del Plata en la región de El Salto. Ubicación del mapa geológico de la figura 2.

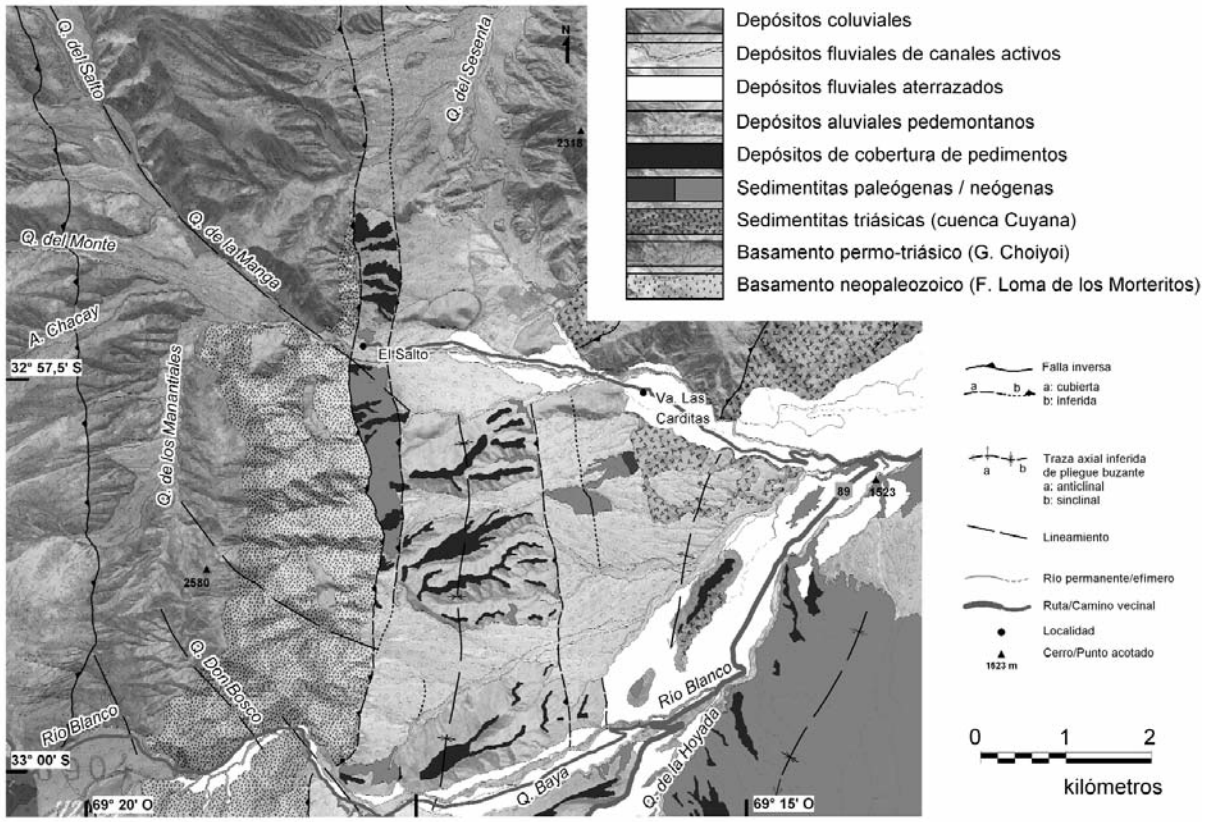

Figura 2: Mapa geológico del borde oriental de la Cordillera Frontal a la latitud de la localidad de El Salto. Ubicación en la figura 1b.

riada composición que integran el frente montañoso. Extensos depósitos aluviales pedemontanos con una menor altitud topográfica rodean las mencionadas lomadas. Pasan lateralmente a los depósitos aterrazados más antiguos de la cuenca del río Blanco. En el Mesón del Plata, unos kilómetros al sur, estos depósitos aluviales corresponden según Polanski (1963) al tercer nivel de agradación regional (Formación Las Tunas) y se corresponden en altitud con las morenas antiguas del río Blanco conservadas aguas arriba en los márgenes del río homónimo. Cenizas conservadas sobre esos depósitos morénicos fueron datadas por Wayne y Corte (1983) con edades de entre 100 y 200 ka. El registro de las acumulaciones cuaternarias se completa con los depósitos de dos terrazas fluviales más jóvenes y el relleno actual del fondo de los valles con canales activos.

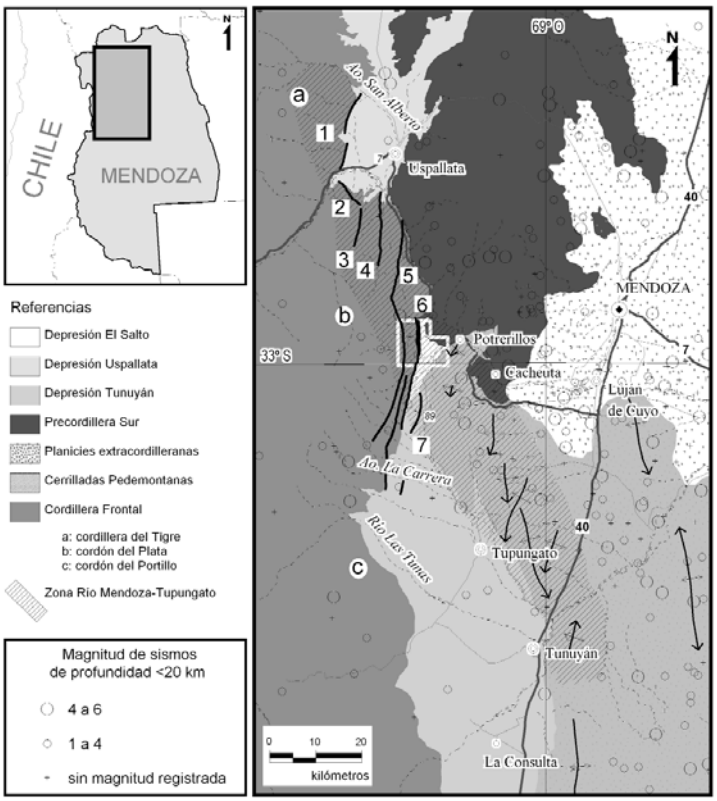

Figura 3: El sistema de falla de La Carrera en el margen nororiental de la Cordillera Frontal de Mendoza: 1) Corrimiento Ranchillos; 2) Zona de falla Estación Uspallata; 3) Falla Piedras Blancas; 4) Falla Placetas Amarillas; 5) Falla Cerro Arenal; 6) Falla Río Blanco; 7) Falla La Aguadita. Alcance de la faja de deformación río Mendoza-Tupungato. Distribución de epicentros de sismos superficiales (profundidad inferior a 20 km) y magnitud registrada en los catálogos del NEIC (2008).

EL SISTEMA DE FALLA DE LA CARRERA

Levantamientos regionales de la estructura cenozoica de la Cordillera Frontal de Mendoza (Cortés *et al.* 1999a y b, Folguera *et al.* 2004, Aguirre-Urreta *et al.* 1997, y Sruoga *et al.* 2005) revelan el control tectónico del margen oriental de esa unidad morfotectónica. Sin embargo, en distintos tramos del frente de levantamiento (Fig.3), la estructura está cubierta por depósitos cuaternarios (cordón del Plata junto a la desembocadura del río Las Tunas), o no es claramente emergente (extremo norte de cordillera del Tigre). Por el contrario, entre los 32º25' y 33º15' de latitud sur, la estructura del frente de levantamiento de la Cordillera Frontal es emergente y muestra una compleja asociación de fallas inversas longitudinales y fallas oblicuas de transferencia. Allí constituye (Polanski 1958, Caminos 1965, 1979) el sistema de fallas de La Carrera (SFLC), que se extiende desde el arroyo San Alberto en la cordillera del Tigre, hasta la zona de La Carrera en el cordón del Plata (Cortés 1993) (Fig. 3).

En el margen oriental del cordón del Plata ese sistema está integrado por un conjunto imbricado de fallas inversas que fue denominado por Polanski (1958) espolón de la Carrera y por Caminos (1965) sistema de falla de la Carrera. El primer autor propuso al menos ocho fallas inversas de alto ángulo (entre 50º y 80º) de vergencia este y rumbo submeridiano. El segundo consideró que al norte del arroyo La Carrera el sistema estaba constituido por tres fallas inversas de vergencia este que hacia el norte se dividen en una rama oriental que penetra la Precordillera y otra occidental que bordea la cordillera del Tigre y penetra en el valle de Uspallata (Caminos 1979). Tanto Polanski (1963) como Caminos (1979) reconocieron al este del sistema en el sector pedemontano del cordón del Plata la falla La Aguadita, que consideraron de tipo normal y con actividad cuaternaria. Cortés (1993) observó que el sistema de falla de la Carrera proseguía marginando la Cordillera Frontal hacia el norte mediante fallas de menor longitud dispuestas en forma de un escalonamiento izquierdo y asociadas a fallas oblicuas de transferencia; su expresión septentrional, según este autor, es el corrimiento Ranchillos, en la porción suroriental de la cordillera del Tigre, el cual no prosigue al norte del arroyo San Alberto (aproximadamente 32º20'LS). Entre las fallas oblicuas se destaca la zona de falla Estación Uspallata, de rumbo noroeste, la cual delimita el borde norte del cordón del Plata y en la cual termina hacia el sur el valle de Uspallata. Con posterioridad, Cortés *et al.* (1999c) consideraron que la mencionada falla La Aguadita es de tipo inverso y forma parte del sistema de falla de La Carrera. Según Cortés *et al.* (2006), dicho sistema integra a su vez una faja oblicua mayor, de deformación neotectónica regional, que se prolonga hacia el sureste en las Cerrilladas Pedemontanas mendocinas (faja río Men-

doza-Tupungato) (Fig. 3). En dicha faja se han hallado evidencias de deformación transpresiva sinestral (Massabie 1998).

ESTRUCTURA EN LA REGIÓN DE EL SALTO

En el margen oriental del cordón del Plata a la latitud de El Salto, el sistema de falla de La Carrera está representado por dos fallas inversas principales con vergencia oriental. Al oeste, la falla Cerro Arenal (Folguera y Giambiagi 2002, Casa 2005, "falla 3" de Caminos 1965), pone en contacto al *stock* granítico permo-triásico del cerro Arenal con rocas efusivas permo-triásicas (Fig. 2 y 4). Al este, la falla Río Blanco ("falla 1" de Caminos 1965) delimita el frente montañoso del cordón del Plata y sobrepone el bloque montañoso occidental, conformado por rocas paleozoicas y triásicas, sobre sedimentitas neógenas de la Formación Mariño (Fig. 2). En el piedemonte, la deformación cenozoica originó una estructura sinclinal-anticlinal con una longitud de onda de entre 5 y 6 km (Fig. 2 y 4). Ambos pliegues afectan a todas las unidades de la columna estratigráfica con excepción de los estratos cuaternarios más jóvenes que la Formación Mogotes. La mayor parte de ambas estructuras ha sido biselada por superficies de erosión cuaternarias y cubierta por sedimentos aluviales pedemontanos (Fig. 2). El sinclinal, próximo al frente montañoso, expone un núcleo constituido por psefitas de la Formación Mogotes. Al este, el anticlinal presenta una suave inmersión hacia el sur y es el resultado de la propagación de la estructura precordillerana en esa dirección. Hacia el sudeste de la comarca de El Salto, se extienden las Cerrilladas Pedemontanas caracterizadas por estructuras de plegamiento asimétrico, con braquianticlinales y anticlinales buzantes (Fig. 3), impresos en las sedimentitas neógenas de las Formaciones Mariño y Mogotes.

La deformación asociada al SFLC ha migrado hacia el este, lo cual se pone en evidencia por la estructuración cuaternaria del sector pedemontano. Allí en una faja

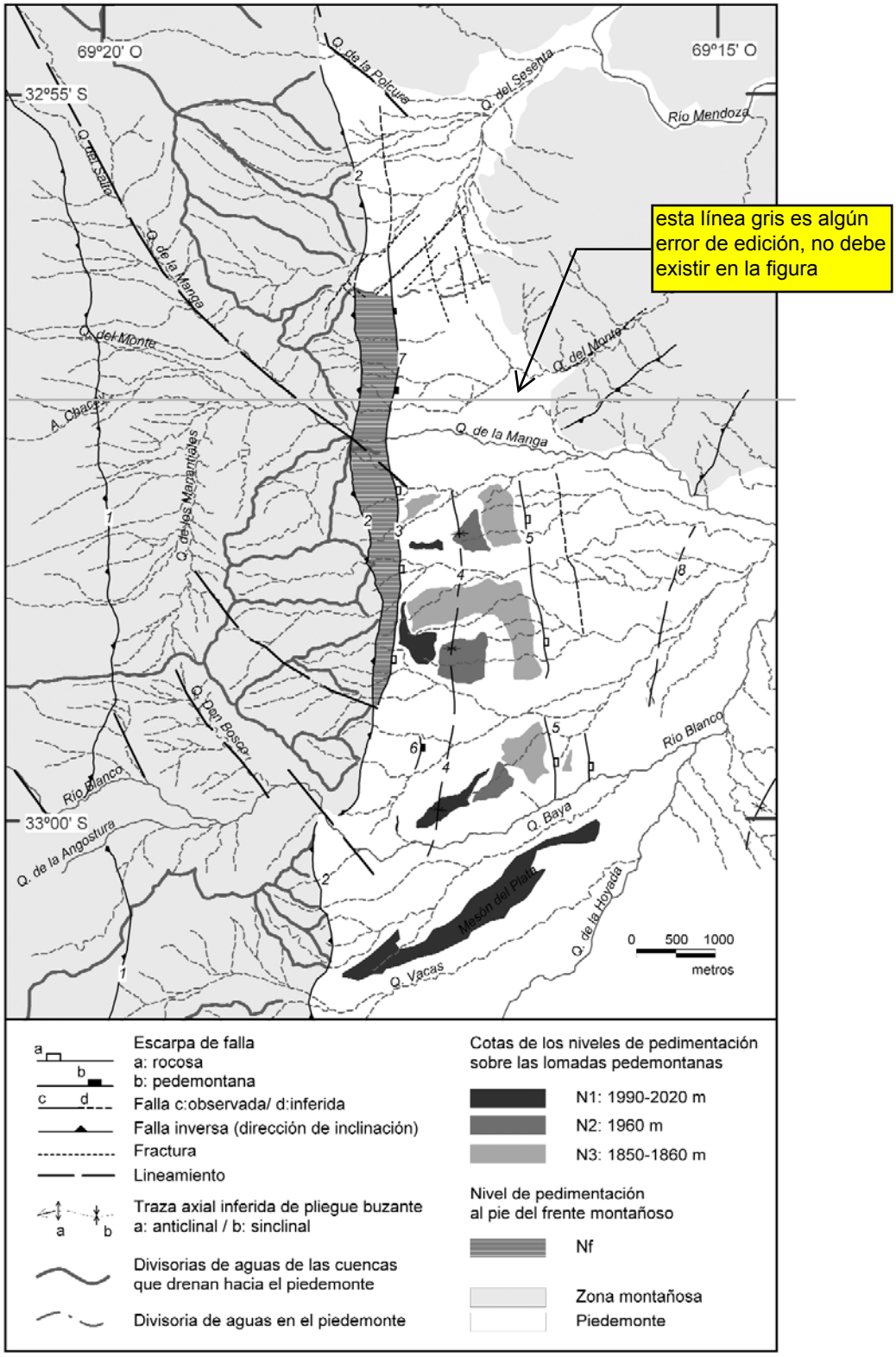

Figura 4: Evidencias de deformación neotectónica en el sector pedemontano. Estructuras cenozoicas descritas en el texto: 1) falla Cerro Arenal; 2) falla Río Blanco (falla frontal del sistema de falla de La Carrera); 3) escarpa de falla rocosa, ramificación de la falla Río Blanco; 4) sinclinal Tres Lomas; 5) escarpa de falla rocosa El Salto; 6) escarpa de falla pedemontana entre las lomadas Intermedia y Sur; 7) escarpa de falla pedemontana al norte de la quebrada de La Manga; 8) anticlinal Las Carditas. Configuración de cuencas en el frente montañoso.

adyacente al frente montañoso, fallas longitudinales cortan las estructuras de plegamiento precuaternarias y ascienden superficies de erosión y depósitos aluviales pleistocenos (Fig. 2 y 4).

EVIDENCIAS GEOMÓRFICAS DE LA DEFORMACIÓN CUATERNARIA

Las evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada al sistema de falla de La Carrera a la latitud de El Salto son escarpas de falla pedemontanas y escarpas de falla rocosas que desplazan pedimentos junto con su cobertura aluvial cuaternaria.

Escarpas de falla rocosas y pedimentos encubiertos ascendidos

Las escarpas de falla rocosas (*bedrock scarps*) exponen en superficie unidades del sustrato rocoso que se encuentra debajo de la cobertura cuaternaria. Son geoformas resultantes de sucesivos desplazamientos a lo largo de la estructura que les da origen. Su altura puede alcanzar algunas decenas de metros (Stewart y Hancock 1990) o seguir desarrollándose hasta convertirse en frentes serranos. En el sector pedemontano se han identificado dos escarpas de falla rocosas correspondientes a una ramificación de la falla Río Blanco junto al frente montañoso y a la falla El Salto, unos kilómetros al este (Fig. 4). Su actividad cuaternaria queda evidenciada por la presencia de pedimentos ascendidos con su cobertura cuaternaria, sobre el bloque elevado de ambas fallas.

En una estrecha faja contigua al frente montañoso, una superficie de erosión elaborada sobre rocas plegadas de la Formación Mariño ha sido ascendida, junto a su cobertura aluvial cuaternaria, por una ramificación divergente (*diverging splay*) de la falla Río Blanco (Fig. 4). Dicha ramificación conforma una escarpa rocosa con cara al este, que se extiende con un resalto de entre 5 y 17 m y rumbo general norte-sur a lo largo de 5 km. Hacia el norte, la escarpa pierde expresión al llegar a los afloramientos de volcanitas permo-triásicas en la quebrada del Sesenta (Fig. 2). El angosto bloque longitudinal delimitado por la escarpa de falla se halla parcialmente degradado (Fig. 5).

Figura 5: a) Remanente del pedimento delimitado por fallas al pie del cordón del Plata, al sur de la quebrada de La Manga; b) Escarpa rocosa que delimita el pedimento ascendido en el piedemonte, al norte del arroyo La Manga. En línea continua: fallas inversas; en línea de guiones y puntos: fracturas oblicuas.

Un kilómetro y medio más al este, otra falla (falla El Salto) corta el flanco oriental de la estructura sinclinal y da origen en el piedemonte a una escarpa de falla rocosa de orientación N, que se extiende a lo largo de 4 km entre la quebrada de La Manga y el río Blanco (Fig. 4). La escarpa delimita un bloque occidental elevado constituido principalmente por acumulaciones psefíticas plegadas asignables a la Formación Mogotes y cubierta por sedimentitas aluviales cuaternarias más jóvenes. El desnivel vertical mínimo entre los bloques desplazados por la falla es de 230 metros. La erosión producida por algunos arroyos que provienen del cordón del Plata, ha subdividido el bloque occidental en tres grandes lomadas pedemontanas (norte, intermedia y sur, Fig. 1b), segmentando la escarpa y originando facetas a lo largo de su traza. En las lomadas se preservan distintos niveles de pedimentos como remanentes de erosión. La correspondencia de altitud de esos remanentes en las distintas lomadas ha permitido reconstruir la presencia de tres niveles de pedimentos con una delgada cobertura aluvial, conservados a distintas alturas y escalonados ascendentemente desde la escarpa de falla en el borde oriental de las lomadas (Fig. 4 y 6). Un cuarto nivel más bajo, se halla cubierto por depósitos aluviales más jóvenes y no muestra evidencias de haber sido afectado por la falla El Salto.

La presencia de tres niveles de pedimentos sucesivos, conservados a distintas alturas en el bloque alto de la falla El Salto y separados por facetas alineadas en la misma dirección que la escarpa, son consistentes con un modelo de ascenso episódico a lo largo de la mencionada falla, tal como fuera definido por Hamblin (1976). En este modelo, períodos de mayor actividad tectónica y reactivación de la escarpa, se suceden a etapas de tranquilidad tectónica, en las cuales los procesos erosivos llevan al retroceso del frente, con el consecuente desarrollo de las superficies de pedimentación.

Han modificado la figura original en formato .cdr
y han cambiado el tamaño de solo parte de los objetos que la componen.
Sugiero revisar en función del archivo en formato .tif.
Si es necesario puedo reenviarles los archivos originales.

La escarpa de la falla El Salto, se alinea hacia el sur con la escarpa de la falla La Aguadita (Polanski 1963) que aflora al sur de la divisoria de aguas entre las cuencas del río Mendoza y del río Tunuyán. Ambas fallas ascienden pedimentos y depósitos cuaternarios en el bloque occidental de la escarpa y conforman escalones tectónicos al pie del frente montañoso del cordón del Plata.

Escarpas de falla pedemontanas

Son escarpas de falla que afectan los sedimentos aluviales del ámbito pedemontano sin exponer el sustrato rocoso. A esta categoría pertenece la pequeña escarpa que se halla entre la lomadas intermedia y sur (6 en Fig. 4), dentro del bloque determinado por las fallas Río Blanco y El Salto (Fig. 6). La escarpa está formada por dos resaltos adyacentes de 5,10 y 4,20 m de altura, que permiten considerarla una escarpa de falla múltiple (Stewart y Hancock 1990), es decir, una escarpa formada por bifurcaciones de la misma falla que alcanzan la superficie. El ángulo menor en la pendiente de la escarpa localizada más al este podría asociarse con un mayor tiempo de degradación y por lo tanto con una mayor edad. Esta escarpa múltiple se interpreta como la expresión superficial de una rama frontal o *isolated splay* (McClay 1992) de la falla que controla el frente serrano (falla Río Blanco).

Al norte de la quebrada de la Manga se ha identificado una escarpa pedemontana elaborada en depósitos aluviales cuaternarios. Por su ubicación alineada con la escarpa rocosa de la falla Río Blanco (7 en Fig. 4), representaría una reactivación más joven de esta última. El resalto de la escarpa es de 6 m de altura. El ascenso del bloque occidental está indicado también por una mayor incisión del drenaje en el mismo.

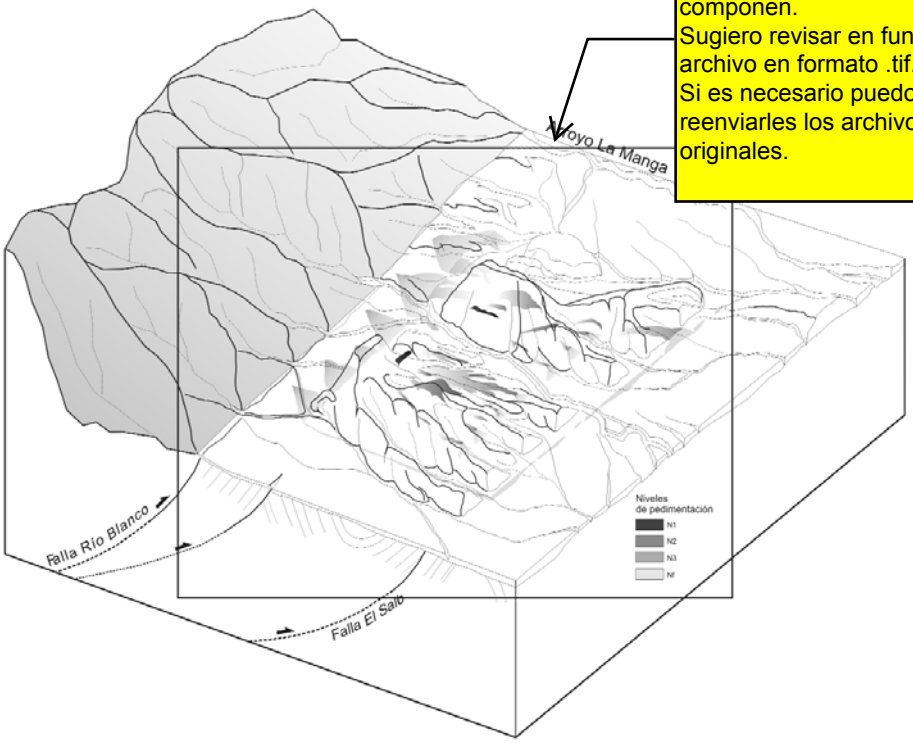

Figura 6: Diagrama en bloque esquemático de las lomadas norte e intermedia al sur del arroyo La Manga indicando la posición de los niveles de pedimento ascendidos por la falla El Salto.

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA DEL FRENTE MONTAÑOSO

El grado de actividad neotectónica a largo plazo del sistema de falla de La Carrera, puede evaluarse mediante el análisis de la geomorfología tectónica del frente montañoso. En efecto, los movimientos ocurridos durante el Pleistoceno inferior y medio, han influido en el modelado de geoformas de la red de drenaje allí impresa y por ello la observación de diseños y atributos de las cuencas de drenaje, sus relaciones mutuas y la medida de índices morfométricos, son herramientas adecuadas para la ponderación de tal actividad (Bull 1977). Tales índices no son indicativos por sí solos de la actividad tectónica y por ello se utilizan comúnmente en forma conjunta, con el fin de reforzar la interpretación de sus resultados y eliminar alguno de los factores no tectónicos.

Diseño de las cuencas de drenaje

En el tramo serrano entre la quebrada del arroyo La Manga y el río Blanco, las cuencas son elongadas, estrechas en su desembocadura y más amplias hacia las cabeceras. Se disponen con una orientación perpendicular a la falla que controla el frente montañoso (Fig. 4) y definen un diseño "en copa de vino". Tales patrones se observan en frentes montañosos con reconocida actividad neotectónica de la falla frontal (Wallace 1978, Mayer 1986 y Tailling *et al.* 1997). Hacia el norte son cuencas más irregulares donde este patrón se desdibuja, mientras que al sur del río Blanco las cuencas son más extensas y desarrolladas. Asimismo, al sur del río Blanco y sobre el frente serrano, se observan valles de menor longitud que no llegan a conformar verdaderas cuencas.

El análisis de la jerarquía del drenaje en el tramo mencionado confirma además que los ríos que drenan hacia el este y que nacen en el frente serrano, sólo han desarrollado afluentes hasta el segundo orden. La red de drenaje tiene allí pobre desarrollo y reducida integración de sus cuencas.

Sinuosidad del frente montañoso

El índice de sinuosidad del frente montañoso (Bull 1977, 1978) relaciona la longitud de la unión piedemonte-montaña (Lf), con la longitud de la traza de la falla

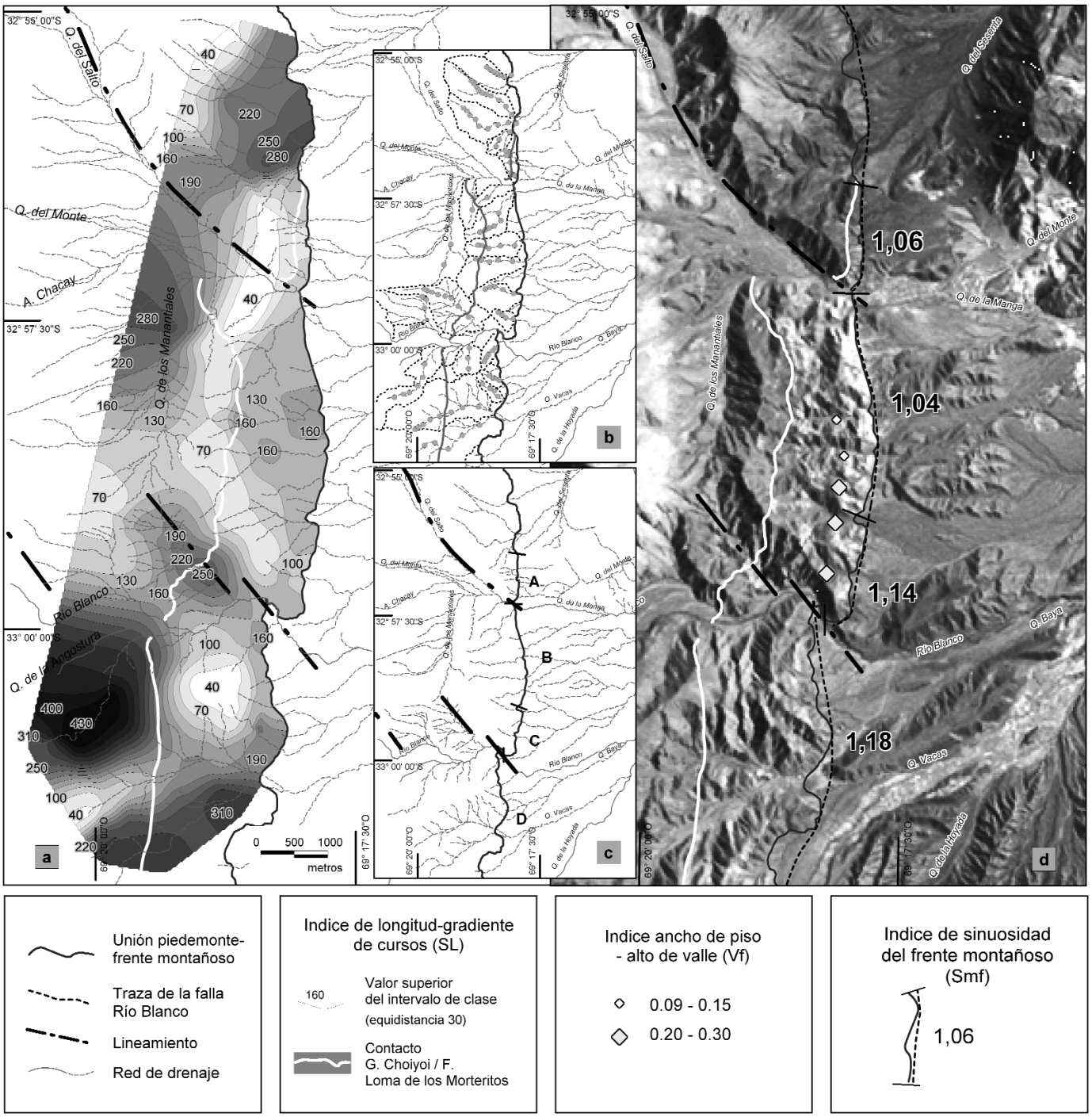

Figura 7: Parámetros morfotectónicos del frente montañoso. a) Mapa de isovalores del índice longitud-gradiente de ríos (SL), calculados a partir de la restitución fotogramétrica de la zona; b) Ubicación de los puntos sobre los que se calculó el valor del ~~índice~~ c) Denominación de los segmentos diferenciados (ver explicación en el texto); d) Valores del índice de sinuosidad (S_{mf}) en cada segmento y del índice de ancho de piso-alto de valle (V_f).

que controla el frente serrano (Lo) en la forma Smf = Lf / Lo. Se basa en el principio de que la tasa de degradación relativa de frentes montañosos o tramos de los mismos estará en relación con la velocidad de ascenso generado por la falla controlante, si se mantienen constantes el grado de fracturamiento y la dureza de las rocas, la geometría de la estructura, los agentes erosivos predominantes y el clima, entre los factores más importantes. A mayor actividad tectónica, la unión piedemonte-montaña tenderá a coincidir con la traza de la falla, dando un índice cercano a 1. Si bien el índice de sinuosidad ha sido definido y aplicado en investigaciones de frentes montañosos controlados por fallas normales (e.g. Bull

1977, 1978; Silva *et al.* 2003), ha sido utilizado satisfactoriamente en frentes marginados por fallas inversas (e.g. Wells *et al.* 1988, Jain y Verma 2006, Singh y Tandon 2007).

A fin de evaluar la sinuosidad del frente montañoso del cordón del Plata a la latitud de El Salto se consideraron, sobre una misma litología (basamento neopaleozoico de la Formación Loma de los Morteritos), distintos tramos delimitados por discontinuidades estructurales. Se han distinguido de norte a sur en el sector analizado, cuatro segmentos estructurales (A, B, C y D en la Fig. 7c). Los resultados evidencian que dicho frente montañoso presenta bajos índices de sinuosidad, cercanos a 1, propios de frentes con una alta tasa de actividad tectónica. De esos tramos, los segmentos C (al norte del río Blanco) y D (al sur), poseen un índice S_{mf} mayor (1,14 y 1,18 respectivamente) al resto (Fig. 7d). El menor índice de sinuosidad corresponde a los segmentos A (1,06) y B (1,04). Resulta de interés señalar que la localización de ambos segmentos a ambos lados de la quebrada de La Manga, es contigua y coincidente con la escarpa de falla Río Blanco en el piedemonte (Fig. 4).

Índice longitud-gradiente de cursos

El índice longitud-gradiente de cursos SL (Hack 1973, Keller 1986) permite evaluar la actividad tectónica de un frente montañoso a partir del análisis de la geometría del perfil longitudinal de los valles que atraviesan ese frente. El índice SL será sensible a los cambios en la pendiente, lo cual permitirá evaluar la relación entre la posible actividad tectónica, la resistencia de las rocas y la topografía (Keller y Pinter 1996). En ausencia de actividad tectónica, los valores más altos del índice longitud-gradiente corresponderán a litologías de mayor tenacidad y viceversa. Sobre un mismo tipo de roca y dentro de una misma región, las anomalías positivas del índice SL responderían a la actividad tectónica.

A partir de la distribución de los valores obtenidos para este índice en el frente considerado, se aprecia que entre la quebrada de La Manga y el río Blanco, el índice SL es mayor que en los tramos localizados inmediatamente al norte y al sur (Fig. 7a). Allí, el mayor valor de SL coincide con el segmento B de menor sinuosidad. Entre ambas quebradas, el perfil longitudinal de los cauces es normal y muestra que las pendientes disminuyen hacia la desembocadura. Sin embargo, los valores del índice SL varían y son mayores en el sector próximo a la unión piedemonte-montaña (Fig. 7a). Según esto, el desequilibrio en el perfil longitudinal de los valles parece concentrarse en las desembocaduras, cerca del nivel de base local.

Índice ancho del piso-alto de valle

El índice V_f, ancho del piso-alto del valle, ideado por Bull (1977, 1978) permite evaluar la forma en "U" o en "V" del perfil transversal del valle fluvial de un frente montañoso. Dicha geometría se ve influenciada por la actividad tectónica. Con escasa actividad de la estructura que controla el frente, los valles tenderán a ser en "U", debido a una mayor erosión lateral y al desarrollo de planicies de inundación. A mayor actividad tectónica predomina la profundización del río, lo cual origina un perfil transversal en "V". Un índice V_f bajo indica una baja relación: ancho del fondo / alto del valle que indica un valle en V, mientras que una alta relación V_f será propia de un valle en U.

Dentro de la zona de estudio, se consideró el tramo del frente montañoso comprendido entre la quebrada de La Manga y el río Blanco. Allí se calculó el índice V_f sobre las cinco quebradas de mayor importancia que cortan el frente montañoso, tomándose las medidas a aproximadamente 500 m de la unión piedemonte-montaña (Fig. 7d).

Los valores menores del índice V_f se hallaron hacia el norte de ese tramo, mientras que los valores mayores se encontraron hacia el sur. Bull y McFadden (1977) mencionaron variaciones en los valores de V_f de entre 0,05 y 47,0 para la región de la falla Garlock, oeste de los Estados Unidos, interpretando que los valores más bajos reflejan una mayor actividad tectónica. En la comarca se han calculado valores de V_f entre 0,09 y 0,26. Los ejemplos bibliográficos de utilización de este índice en nuestro país son escasos. En el borde occidental de Precordillera, 130 km al norte, Yamin (2007) obtuvo valores entre 0,23 y 5 para el frente montañoso del bloque Barreal, con rasgos asociados de actividad tectónica cuaternaria.

DISCUSIÓN DE LOS DATOS MORFOTECTÓNICOS

Los índices morfométricos antes mencionados se han considerado sobre una misma unidad litoestratigráfica y en distintos tramos de un mismo cordón montañoso. Estas condiciones minimizan la influencia de la litología y el clima en las variaciones observadas y dejan al factor tectónico como una de las variables más importantes (Bull 1977). La actividad tectónica cuaternaria sobre el frente serrano está confirmada por las evidencias geomórficas encontradas en el piedemonte adyacente. La deformación de depósitos aluviales pleistocenos está asociada a ramificaciones de la falla frontal del sistema de La Carrera y por ello son un indicio de la actividad tectónica cuaternaria del mismo. Sobre la base de estas consideraciones, el análisis conjunto de la información geomórfica obtenida debería reflejar la influencia y distribución de la tectónica cuaternaria a largo plazo sobre el frente montañoso del cordón del Plata a la latitud de El Salto. En tal sentido, los altos valores del índice longitud-gradiente de valles (SL), sumados a los bajos valores del índice de sinuosidad (S_{mf}) y de piso de valle (V_f) son consistentes con actividad tectónica cuaternaria en el frente. Estas evidencias son contrastantes con los rasgos geomórficos que presenta el frente de Cordillera Frontal fuera del ámbito de influencia del sistema de falla de La Carrera, donde se aprecian comúnmente valles en U y pronunciadas entrantes y salientes de la unión piedemonte-montaña,

así como la existencia de una red de drenaje amplia e integrada. Esto puede apreciarse en la cordillera del Tigre al norte del sistema y en la porción austral del cordón del Plata.

A una escala de mayor detalle, en la comarca de El Salto, el frente serrano muestra variaciones longitudinales en sus parámetros morfotectónicos. Allí, la distribución de los valores de índices morfotectónicos es consistente con el grado de desarrollo de las cuencas entre las quebradas del arroyo La Manga y del río Blanco. Llamativamente, en ese tramo el piedemonte presenta notables evidencias de estructuración cuaternaria ausentes en los tramos adyacentes, representadas por escarpas rocosas y pedemontanas y pedimentos ascendidos con su cobertura cuaternaria. Asimismo, en los alrededores de la quebrada La Manga el frente posee bajos índices de sinuosidad en coincidencia con la superficie de pedimentación ascendida en el piedemonte por la ramificación de la falla Río Blanco; donde este *splay* desaparece los valores de sinuosidad son mayores. De esta manera, las variaciones en los rasgos geomórficos del frente montañoso, tanto en el conjunto de índices examinado como en los atributos geomórficos de las cuencas, se corresponden con la distribución de la actividad tectónica cuaternaria en el piedemonte, sugiriendo en forma consistente la presencia de tramos con distinto grado de actividad neotectónica.

SEGMENTACIÓN DEL FRENTE DE DEFORMACIÓN Y ESTRUCTURAS OBLICUAS

Sobre la base del conjunto de datos antes citados, la distribución no homogénea de la actividad neotectónica a lo largo del sistema de falla de La Carrera indica una mayor actividad en el tramo comprendido entre las quebradas de La Manga y del río Blanco. Dichas quebradas y otras más cortas de similar orientación, controladas por fracturas oblicuas de orientación noroeste, coinciden con los cambios en la distribución longitudinal de rasgos neotectónicos. Por ello, se infiere que tales fracturas oblicuas introducen discontinuidades estructurales (Crone y Haller 1991) en la dinámica de la falla oriental que controla el ascenso tectónico de la montaña. Estas discontinuidades y las variaciones en la estructuración del piedemonte y en los índices morfométricos del frente son criterios estáticos que permiten inferir la segmentación estructural y geológica (McCalpin 2009) del frente de deformación. En tal sentido, se infiere que las estructuras oblicuas asociadas a los valles del río Blanco y a la quebrada de La Manga, han favorecido un desplazamiento neotectónico diferencial de la falla oriental (falla Río Blanco) del sistema de La Carrera a lo largo de segmentos, lo que ha disparado las variaciones estructurales y morfotectónicas antes mencionadas (Fig. 4).

Fracturas oblicuas y transversales similares a las que segmentan el cordón del Plata en la comarca de El Salto, parecen haber contribuido a la estructuración cenozoica del resto del cordón y de toda la región. Tales estructuras se han identificado en diversos sectores dentro de la Cordillera Frontal, donde se ha postulado su influencia en la estructuración cenozoica y cuaternaria (Bastías *et al.* 1993, Kozlowski *et al.* 1993, Cortés 1993, 1994, 2000, Cortés *et al.*1999 a y b, Fauqué *et al.* 2000, Giambiagi y Martinez 2006).

Asimismo, en todo el ámbito de la Precordillera Sur se destaca el desarrollo de fracturas oblicuas y zonas de cizalla de rumbo NO que han controlado la morfotectónica y cinemática de la deformación neógena (Cortés 1994, 1998, Massabie 1998, Cortés *et al.* 1999a y b, 2005). Dichas estructuras oblicuas subdividen los bloques serranos y permiten acomodar la deformación transfiriendo los rechazos entre estructuras contiguas de orientación general N. En todo el cordón del Plata son conspicuas las estructuras locales y regionales de rumbo NO y NNO, las cuales coinciden comúnmente con la traza de los ríos y quebradas más importantes.

A una escala regional mayor, el sistema de falla de La Carrera forma parte de una amplia faja de deformación neotectónica de rumbo NNO denominada faja de deformación Río Mendoza–Tupungato (Cortés *et al.* 2005, 2006). Dicha faja incluye el sistema de La Carrera y hacia el sudeste, el tren de estructuras occidentales de las cerrilladas pedemontanas mendocinas (faja Cacheuta–Chañares Herrados; eje occidental *sensu* Rolleri y Fernández Garrasino 1979), conformando un sistema transpresivo de ligazón débil que contiene fracturas de orientación NO y NNO (Fig. 3). La localización de la mencionada faja de deformación cenozoica coincide con el borde occidental de la cuenca triásica Cuyana (depocentro Cacheuta) y con parte de la zona de sutura paleozoica entre los terrenos de Chilenia y Cuyania (Cortés *et al.* 2006), lo que sugiere un fuerte control paleotectónico en su generación.

ACTIVIDAD TECTÓNICA PLIO-PLEISTOCENA EN EL SISTEMA DE FALLA LA CARRERA

El frente estructural de la Cordillera Frontal de Mendoza entre los 32º25' y 33º15' de latitud sur, a diferencia de otros tramos contiguos, presenta un carácter emergente con estructuras bien expuestas en superficie, lo cual sugiere una mayor actividad tectónica cenozoica en ese segmento. Estos rasgos del frente son coincidentes con las variaciones longitudinales de los atributos geomórficos antes señalados, que apoyan la idea de reactivaciones neotectónicas a lo largo del mencionado sistema.

La mayor actividad tectónica tardío-cenozoica del frente estructural a lo largo del segmento controlado por el sistema de falla de La Carrera, inferida a partir de las consideraciones geomórficas y el carácter emergente del mismo, es avalada asimismo por los datos disponibles sobre la geocronología de la deformación y la distribución de evidencias geológicas de tectónica cuaternaria. En efecto, en distintas localidades del frente montañoso se comprueba que la estructuración ini-

cial y posterior ascenso de la Cordillera Frontal son de edad miocena, siendo escasas las evidencias de reactivaciones posteriores asociadas al mismo. A los 30º de latitud Sur, en la provincia de San Juan, el frente de levantamiento de la Cordillera Frontal está controlado por una rampa no emergente que generó el relieve tectónico que se constituyó en fuente de sedimentos para la cuenca de Iglesia adyacente. El relleno de la cuenca, cuya edad varía entre los ~16 Ma y 6 Ma ocurrió durante la deformación estructural y ascenso de Cordillera Frontal (Beer *et al.* 1990). Allí, la deformación más joven se concentra en fallas cuaternarias que cortan el relleno del valle de Iglesia (Bastías *et al.* 1984). De igual forma, se ha documentado (Pérez 2001) el inicio mioceno del ascenso tectónico de Cordillera Frontal a la latitud del río Los Patos (32º 30' LS) sobre la base de la cronología de sucesiones orogénicas asociadas (Formación Chinches) y su relación con los corrimientos principales que indican el inicio del levantamiento a los ~10 Ma y su posterior propagación al este (cordillera del Tigre) a los ~5 Ma. Según Pérez (2001) los movimientos posteriores, pliopleistocenos, generaron fallas fuera de secuencia y reactivaron otras estructuras del interior de Cordillera Frontal (cordón del Espinacito) en el oeste, no observándose según Cortés (1993) y Cortés *et al.* (1999a) ninguna falla longitudinal pliocuaternaria que controle el frente montañoso oriental. Más al sur, al pie del cordón del Plata, la presencia de depósitos neógenos con clastos derivados del ascenso de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Cortés 1993, Irigoyen 1997) indican que la Cordillera Frontal no se interponía durante el Mioceno inferior a medio como un obstáculo para la progradación sedimentaria de los sedimentos de antepaís. Sobre la base de estudios paleomagnéticos e isotópicos (Irigoyen *et al.* 2002) se infiere que la exhumación de Cordillera Frontal, indicada por los depósitos de la Formación La Pilona, ocurrió en el Mioceno tardío y abarca el lapso 11,7 a 9,0 Ma. A estas latitudes ha sido posible inferir la posterior actividad tectónica del frente estructural del cordón del Plata (Polanski 1964, Irigoyen *et al.* 2002) documentada en los depósitos psefíticos orogénicos de la Formación Mogotes, acumulados en el sector pedemontano adyacente y asignados al Plioceno superior (Yrigoyen 1993, Sarewitz 1988). La actividad tectónica postmiocena está asimismo documentada por las numerosas evidencias de deformación cuaternaria a lo largo del sistema de falla de La Carrera.

En el extremo norte del cordón del Plata, Fauqué *et al.* (2000, 2001) describieron depósitos de avalanchas de roca, vinculados a la actividad de fallas longitudinales del sistema de La Carrera y de estructuras oblicuas asociadas de orientación noroeste (zona de falla Estación Uspallata). Las zonas de arranque de esos depósitos están localizadas en los frentes montañosos controlados por falla y se concentran en las inmediaciones del cruce entre ambos juegos de fracturas regionales. Al menos dos de los depósitos de avalancha de rocas fueron correlacionados temporal y espacialmente, reforzando según Moreiras (2006) la idea de un desencadenante sísmico. Con posterioridad se han citado nuevos hallazgos de depósitos de avalanchas de rocas probablemente asociadas a la actividad neotectónica de fracturas longitudinales de Precordillera Sur vinculadas al sistema de falla de La Carrera (Fauqué *et al.* 2005). La edad cuaternaria de las avalanchas y de los movimientos tectónicos desencadenantes ha sido proporcionada recientemente por Fauqué *et al.* (2008) mediante la datación, por nucleidos cosmogénicos, del tiempo de exposición de grandes bloques de la parte superior de esos depósitos, que arrojan edades entre el Pleistoceno medio y tardío.

En la porción sur del sistema de falla de La Carrera, en el margen occidental de la depresión de Tunuyán y junto al frente serrano, Polanski (1963) identificó la falla La Aguadita (Fig. 3), representada por una extensa escarpa de falla pedemontana compuesta (Stewart y Hancock 1990). La falla afecta a los depósitos pedemontanos del primer y segundo nivel de agradación de edad pleistocena inferior (Formaciones Mesones y La Invernada, respectivamente) y asciende una faja de pedimento rocoso infrayacente. Según Polanski (1963), la falla es asimismo más joven que la Asociación Piroclástica Pumícea (450 - 60 ka, Stern *et al.* 1984), ya que clastos de esta unidad rellenan la depresión de Tunuyán delimitada y estructurada por la falla.

Las estructuras neotectónicas localizadas al oeste de El Salto permiten ampliar las evidencias de actividad tectónica cuaternaria del sistema de falla de La Carrera. La escarpa rocosa de la falla El Salto, descripta en este trabajo, está alineada con la mencionada falla La Aguadita localizada 7 km más al sur, lo cual sugiere que ambas escarpas representan segmentos pertenecientes a una misma estructura en profundidad. Los depósitos aluviales pedemontanos más antiguos no afectados por la falla El Salto corresponden a los sedimentos que unos kilómetros al sur del río Blanco, en el denominado Mesón del Plata, fueron equiparados por Polanski (1963) al tercer nivel de agradación pleistoceno o Formación Las Tunas. En la comarca de El Salto, este nivel de agradación se corresponde, más al oeste, con el nivel de los depósitos de morenas antiguas del río Blanco (Wayne y Corte 1983) que soportan cenizas volcánicas datadas, por el método de trazas de fisión, en 100 a 200 ka. Según estas relaciones, los movimientos episódicos que a lo largo de la falla El Salto ascendieron sucesivamente al menos 3 niveles de pedimentos y su cobertura cuaternaria quedarían comprendidos entre los 450 y 200 ka. Deformación aún más joven está indicada por la escarpa pedemontana elaborada en los depósitos aluviales pedemontanos que soportan las cenizas de 100-200 ka.

Al sudeste de la falla La Aguadita en el piedemonte del cordón del Portillo, dentro de la depresión Tunuyán, se han citado evidencias de neotectónica (Polanski 1963, Bastías *et al.* 1993, Cortés *et al.* 1999c). Más recientemente, dichas evidencias fueron estudiadas por García *et al.* (2005) quienes describieron la deformación

pleistocena superior evidenciada en los anticlinales de las lomas Jaboncillo y del Peral y escarpas asociadas. Si bien estas estructuras no muestran en superficie una interconexión con el sistema de falla de La Carrera, no se descarta que pudieran tener alguna vinculación mecánica en el subsuelo con las ramificaciones terminales del extremo sur del mencionado sistema.

El registro instrumental de la actividad sísmica de la región muestra que los epicentros de sismos superficiales se concentran en el extremo sur de la Precordillera y en las cerrilladas pedemontanas. Fuera de la faja Río Mendoza-Tupungato y dentro de la depresión Tunuyán, la frecuencia de sismos superficiales disminuye considerablemente (Fig. 3). Sin embargo, varios epicentros de sismos con magnitudes de entre 3 y 6 grados se localizan en las proximidades del sistema de falla de La Carrera.

CONCLUSIONES

El margen oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza entre el arroyo San Alberto (cordillera del Tigre) y el arroyo La Carrera (cordón del Plata) está controlado tectónicamente por el sistema de falla de La Carrera. En el cordón del Plata entre los 32º55' y 33º05' de latitud sur (frente a la localidad de El Salto), dicho sistema está representado por dos fallas inversas principales de vergencia oriental, de las cuales la falla Río Blanco es la que delimita el frente montañoso. Las ramificaciones de las estructuras del sistema que cortan capas cuaternarias dentro del sector pedemontano, manifiestan la propagación hacia el este de la deformación neógena vinculada al frente montañoso del cordón del Plata.

En los alrededores de la localidad de El Salto, la continuidad de la actividad tectónica del mencionado sistema durante el Cuaternario está puesta en evidencia por las morfologías diagnósticas halladas en el sector pedemontano y por los índices morfométricos y características de las cuencas fluviales en el frente montañoso adyacente. En el sector pedemontano se identificó una ramificación de la falla Río Blanco, que asciende un pedimento rocoso y su cobertura aluvial cuaternaria. Asimismo más al este, una segunda falla cuaternaria (falla El Salto) se manifiesta en una escarpa de falla rocosa rectilínea y degradada, subparalela al frente, que delimita al menos tres niveles de pedimentación y su cobertura aluvial, ascendidos tectónicamente. La reactivación y recurrencia de la actividad tectónica cuaternaria se evidencian en escarpas pedemontanas que afectan sedimentos aluviales aún más jóvenes.

Las cuencas de drenaje perpendiculares al frente montañoso entre el arroyo La Manga y el río Blanco, están poco desarrolladas; en ese mismo tramo se han calculado bajos valores de sinuosidad del frente (S_{mf}) y de la relación ancho del piso-alto del valle (V_f) y altos valores del índice de longitud-gradiente de cursos (SL). Las variaciones en los rasgos geomórficos del frente montañoso, tanto en el conjunto de índices morfotectónicos como en los atributos geomórficos de las cuencas, se corresponden con la distribución de la actividad tectónica cuaternaria en el piedemonte y su asociación es consistente con la presencia de tramos con distinto grado de actividad neotectónica. De esta forma, las evidencias geomórficas de actividad neotectónica en el piedemonte y en el frente montañoso se concentran preferentemente a lo largo del tramo comprendido entre el arroyo La Manga y el río Blanco definiendo un segmento de mayor actividad tectónica relativa. En tal sentido, se destaca el rol de las estructuras oblicuas de orientación noroeste en la segmentación estructural y geológica del frente montañoso del cordón del Plata.

La actividad cuaternaria del sistema de falla de La Carrera aquí reconocida, se suma a la citada en el extremo norte del cordón del Plata (Fauqué *et al.* 2000, 2001, 2005) y a aquellas reconocidas al sur del Río Blanco dentro de la depresión Tunuyán (Polanski 1963, Caminos 1979). Dada su semejanza y alineación, la deformación cuaternaria de la zona de El Salto correspondería a la continuación septentrional de la deformación representada más al sur por la falla La Aguadita.

El conjunto de evidencias de la región de El Salto amplía el alcance de la deformación cuaternaria dentro del sistema de falla de La Carrera, el cual representa la reactivación plio-pleistocena del frente estructural de la Cordillera Frontal en su intersección con el más extenso cinturón de deformación transpresiva Río Mendoza–Tupungato, de orientación nor-nor-oeste.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado en el marco de los proyectos de investigación científica Ubacyt X221-X049 y PIP-CONICET 5422. Los autores les agradecen su hospitalidad al Sr. Maccari y su familia durante la estadía en El Salto, así como su permiso para ingresar a las propiedades estudiadas. Se agradece a los Dres. A. Massabie y C. Costa sus valiosas sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre-Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Bühler, M., Giambiagi, L., Pérez, D.J., Raggio, F., Ramos, V.A., Tunik, M. y Vujovich, G.I. 1997. Hoja Geológica 3369-III Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito), 222 p. Buenos Aires.

Bastías, H.E., Weidmann, N., Perez, M.A. 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 329-341, Buenos Aires.

Bastías, H., Tello, G.E., Perucca, L.P. y Paredes, J.D. 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En Ramos, V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 6(1): 645-658, Mendoza.

Beer, J., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. and Jordan, T. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. Ameri-

can Association of Petroleum Geologists, Bulletin 74: 1183-1202.

Biondi, J.L. 1936. Informe S.G.69. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), 25p., Buenos Aires.

Bull, W.B. 1977. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. U. S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering: Menlo Park, 188 p., Menlo Park, CA.

Bull, W.B. 1978. Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. U. S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering: Menlo Park, 59 p., Menlo Park, CA.

Bull, W.B. y McFadden, L.D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En Doehring, D. O. (ed.) Geomorphology in Arid Regions. Publications in Geomorphology, State University of New York, 115–138, Binghamton.

Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(3): 351-392.

Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En Turner J.C.M. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 397-453, Córdoba.

Casa, A.L. 2005. Geología y neotectónica del piedemonte oriental del cordón del Plata en los alrededores de El Salto. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 157 p., Buenos Aires.

Cortés, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178, Mendoza.

Cortés, J.M. 1994. La segmentación tectónica de la depresión de Uspallata, Mendoza, Argentina. Simposio de Segmentación Estructural y Composicional de los Andes, Proyecto IGCP 345, 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:18-22, Concepción.

Cortés, J.M. 1998. Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53(2): 147-157.

Cortés, J.M., Gonzalez Bonorino, G., Koukharsky, M.L. Brodkorb, A., y Pereyra, F. 1999a. Hoja Geológica 3369-03 Yalguaraz, Mendoza. Carta Geológica de la República Argentina Escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 280, , 119 p., Buenos Aires.

Cortés, J.M., Gonzalez Bonorino, G., Koukharsky, M.L. Brodkorb, A., y Pereyra, F. 1999b. Hoja Geológica 3369-09 Uspallata, Mendoza. Carta Geológica de la República Argentina Escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 281, 165 p., Buenos Aires.

Cortés, J.M., Vinciguerra, P., Yamin, M. y Pasini, M.M., 1999c. Tectónica cuaternaria de la Región Andina del Nuevo Cuyo (28°-38° LS). En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 24(2): 760-778, Buenos Aires.

Cortés, J.M. 2000. Fallas cuaternarias oblicuas al frente montañoso en la Cordillera Frontal de Mendoza (34º-34º30' S). Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publicación Especial 4: 57-62.

Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M. y Yamin, M. 2005. Fajas de estructuras neotectónicas asociadas a rasgos paleotectónicos en Precordillera Sur y Cordillera Frontal (31°30´- 33° 30´LS). 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 463-466, La Plata.

Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M. y Terrizano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (3130´-3330´LS): Controles paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(4): 639-646.

Crone, A.J. y Haller, K.M. 1991.Segmentation and the coseismic behavior of Basin-and-Range normal faults; examples from the east-central Idaho and southwestern Montana. Journal of Structural Geology 13: 151-164.

Chiotti, O.V. 1946. Estratigrafía y tectónica del oeste de la ciudad de Mendoza y Las Heras. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Córdoba, (inédito), 233 p., Córdoba.

Fauqué, L.E., Cortés, J.M., Folguera, A. y Etcheverría, M. 2000. Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 419-423.

Fauqué, L.E., Cortés, J.M., Folguera, A. y Etcheverría, M. 2001. Avalanchas de rocas asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza. Peligrosidad geológica asociada. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Peligrosidad Geológica Nº 2, 57 p., Buenos Aires.

Fauqué, L.E., Baumann, V., Di Tomasso, I., Rosas, M., Hermanns, R.L., González, M.A., Coppolecchia, M., y Wilson C.G.J. 2005. Evidencia de paleoendicamientos en la cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas CD-ROM, 8 p.

Fauque, L., Cortés, J.M., Folguera, A., Echeverría, M., Hermanns, R., Cegarra, M., Rosas, M. y Baumann, V. 2008. Edades de las avalanchas de roca ubicadas en el valle del río Mendoza, aguas debajo de Uspallata. 17º Congreso Geológico Argentino Actas 1: 282-283, Jujuy.

Folguera, A. y Giambiagi, L.B. 2002. Estructura de la Precordillera mendocina y sector oriental del cordón del Plata, entre Potrerillos y Uspallata, 32°40´ a 33°00´S. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, 5 p., Calafate.

Folguera, A., Etcheverría, M., Pazos, P., Giambiagi, L., Fauqué, L., Cortés, J., Rodríguez, F., Irigoyen, V., y Fusari, C. 2004. Hoja Geológica 3369-15 Potrerillos, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín Nº 301, 252 p., Buenos Aires.

García, V.H., Cristallini, E.O., Cortés, J.M., Rodríguez, C. 2005. Estructura y neotectónica de los anticlinales Jaboncillo y Del Peral, provincia de Mendoza. 16º Congreso Geológico Argentino,Actas 4: 449-452 La Plata.

Giambiagi, L., y Martínez, A. 2006. Extensión oblicua permo-triásica durante el desarrollo del Grupo Choiyoi. 12º Reuniones de Tectónica, Resumen CD-ROM, 4 p., San Luis.

Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research U.S. Geological Survey 1(4): 421-429.

Hamblin, W.K. 1976. Patterns of displacement along the Wasatch fault. Geology 4(10): 619-622.

Irigoyen, M.V. 1997. Magnetic polarity stratigraphy and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the Principal and Frontal cordilleras and the Precordillera of the Argentine Central Andes (33º latitude), PhD. Thesis, Carleton University, (inédito) 392 p., Ottawa.

Irigoyen, M.V., Buchan, K.L., Villeneuve, M.E.,

Brown, R.L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (1): 3-18.

Jain, S. y Verma, P.K. 2006. Mapping of active tectonics intensity zones using remote sensing and GIS. Journal of the Indian Society of Remote Sensing 34(2): 131-142.

Keller, E.A. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. En Wallace, R.E. (ed.) Active tectonics. Nacional Academy Press, 136-147, Washington.

Keller, E.A. y Pinter, N. 1996. Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. Prentice Hall eds. Upper Saddle River, 337 p., New Jersey.

Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En Ramos, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(7): 65-78.

Kozlowski, E.E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza En Ramos, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(18): 235-256.

Martínez, A.N, Rodríguez Blanco, L. y Ramos, V.A. 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated to changes in paleo-Benioff zone. Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska, Abstract: 18.

Massabie, A.C. 1998. Reactivación transpresiva del fallamiento triásico durante la inversión tectónica de la Cuenca Cuyana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53(2): 261-272.

Mayer, L. 1986. Tectonic geomorphology of escarpment and mountain fronts. En Wallace, R. E. (ed.) Active Tectonics, 125-135, Washington, DC.

McCalpin, J.P., 2009. Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research. En McCalpin, J.P. (ed.) Paleoseismology, 2nd ed., International Geophysics Series 95, Academic Press, Elsevier Inc., 613 p., California.

McClay, K.R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. En K.R. McClay (ed.) Thrust Tectonics, 419–433, London.

Moreiras, S.M. 2006. Chronology of a probable neotectonic Pleistocene rock avalanche, Cordón del Plata (Central Andes), Mendoza, Argentina. Quaternary International 148: 138–148.

NEIC 2008. National Earthquake Information Center, USGS, global seismic database on earthquake parameters: http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html

Pérez, D.J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32º30'S), San Juan province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 693-705.

Polanski, J. 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12(3): 165-193.

Polanski, J. 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17(3-4): 127-349.

Rolleri, E.O. y Criado Roqué, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-46, Buenos Aires.

Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C. 1979. Comarca Septentrional de Mendoza. En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 771-809, Córdoba.

Sarewitz, D. 1988. High rates of late Cenozoic crustal shortening in the Andean foreland, Mendoza Province, Argentina. Geology 16: 1138-1142.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology 50: 203–225.

Singh, V., y Tandon, S.K. 2007. Evidence and con-sequences of tilting of two alluvial fans in the Pinjaur dun, Northwestern Himalayan Foothills. Quaternary International 159: 21–31.

Simpson, G.G., Minoprio, J.L. y Patterson, B. 1962. The mammalian fauna of Divisadero Largo Formation, Argentina. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 127(4): 237-293.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J. M., y Zanettini, J. C., 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290, 92 p., Buenos Aires.

Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F. y Varela, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile 23: 39-52.

Stewart, I.S. y Hancock, P.L., 1990. What is a fault scarp? Episodes 13: 256-263.

Stipanicic, P.N. 1979. El Triásico del valle del Río de los Patos. En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 695-744, Córdoba.

Tailling, P.J., Stewart, M.D., Stark, C.P., Gupta, S., Vincent, S.J. 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks. Basin Research 9: 275-302.

Trumpy, E. y Lhez, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato, Boletín de Informaciones Petroleras 15(152): 39-56.

Wallace, R.E. 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. Journal of Research U.S. Geological Survey 6(4): 637-650.

Wayne, W.J., y Corte, A.E. 1983. Multiple Glaciations of the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 42: 185-209.

Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B. y Wesling, J.R. 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. Geomorphology 1: 239–265.

Yamin, M.G. 2007. Neotectónica del bloque Barreal, margen noroccidental de la Precordillera Sur. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, (inédito), 298 p., Buenos Aires.

Yrigoyen, M.R. 1993. Revisión estratigráfica del neógeno de la región Cacheuta-La Pilona-Tupungato, Mendoza septentrional, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 187-199, Mendoza.

Recibido: 2010
Aceptado: 2010