

MORFOMETRÍA DE LA ESCARPA DE FALLA HISTÓRICA IDENTIFICADA AL NORTE DEL CERRO LA CAL, ZONA DE FALLA LA CAL, MENDOZA

Francisco Mingorance

Instituto de Mecánica Estructural y Riesgo Sísmico, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo. Casilla de Correo 405 - Correo Central (5500) Mendoza, Email: jishinken@uncu.edu.ar

RESUMEN:

Investigación morfométrica y paleosísmica histórica fue llevada a cabo en el Norte de Mendoza con el objeto de caracterizar y cuantificar a las evidencias geomorfológicas de ruptura superficial histórica identificadas en el sector septentrional de la zona de falla La Cal. Integración e interpretación de datos e información científica multidisciplinaria, sugieren fuertemente que la ruptura superficial histórica identificada estuvo asociada al terremoto destructivo de Mendoza ocurrido en 1861. La deformación superficial histórica ocurrió casi en su totalidad a lo largo de una escarpa prehistórica previa, mediante una combinación de fallamiento de corrimiento y plegamiento cercano a la superficie. Dos elementos de pendiente históricos de bajo relieve fueron reconocidos en la escarpa compuesta Villavicencio Sur, los cuales se diferencian de la típica secuencia de formas desarrollada en escarpas de falla normal históricas. El "remanente de cara libre", el elemento de pendiente superior, y la "pendiente de colapso", el elemento inferior, son controlados por la fricción interna y por la gravedad y la fricción de deslizamiento del material aluvial, respectivamente. La metodología paleosísmica histórica discutida en este trabajo, parece ser particularmente útil en el período de tiempo que cubre la mayor parte del registro histórico de terremotos destructivos en Argentina, los pasados 350 años, lapso en el cual la mayoría de los métodos de datación absoluta no son muy efectivos.

Palabras clave: Norte de Mendoza, falla La Cal, terremoto de Mendoza de 1861, deformación superficial histórica, análisis morfométrico, degradación.

ABSTRACT: Morphometry of the historic fault scarp identified north of Cerro La Cal, La Cal Fault Zone, Mendoza.

Morphometric and historic paleoseismic research was conducted in northern Mendoza in order to characterize and quantify the geomorphic evidences of historic surface rupture identified on the northern part of the La Cal fault zone. Integration and interpretation of multidisciplinary data and information strongly suggest that the identified historic surface rupture was associated with the devastating Mendoza Earthquake occurred in 1861. The historic surface deformation occurred almost entirely along an older prehistoric scarp, by a combination of thrust faulting and near-surface folding. Two low-relief historic slope elements were recognized on the composite Villavicencio Sur scarp, which differ from the typical sequence of forms developed on historic normal-fault scarps. The remnant of free face, the upper slope element, and the collapse slope, the lower slope element, are controlled by the internal friction and by gravity and the sliding friction of the alluvial material, respectively. The historic paleoseismic method discussed here appears to be particularly useful in the time period covering most of the historical records kept for earthquakes in Argentina, the last 350 years, in which most of the absolute dating methods are not very effective.

Keywords: Northern Mendoza, La Cal fault, 1861 Mendoza earthquake, historic surface deformation, morphometric analysis, scarp degradation.

INTRODUCCION

El ambiente de las fallas inversas y los corrimientos activos es capaz de acumular mucha energía elástica, que cuando liberada durante los movimientos cosísmicos, han sido responsables de varios de los terremotos históricos más destructivos acontecidos en diferentes regiones sísmicas del planeta (Hull 1987). La deformación cosísmica en ambientes tectónicos compresivos involucra cambios horizontales (distancia) y verticales (eleva-

ción) de la superficie del terreno. La componente horizontal, fundamentalmente acortamiento, es generalmente difícil de detectar en el registro geológico, mientras que evidencias de movimientos verticales son relativamente fáciles de identificar y cuantificar, especialmente cuando tienen lugar en ambientes geológicos y geomorfológicos sensibles y de bajo relieve (Carver 1987). Deformación superficial acompañando a terremotos compresivos mayores, demuestra que la magnitud de estos cambios puede variar de pocas decenas de centímetros a

varios metros (Castellanos 1945, Gordon 1971, Kahle 1975, Berberian 1979, Philip y Meghraoui 1983, Bilham y Yu 2000, Angelier *et al.* 2003). Las fallas compresivas, en las cuales el bloque levantado se mueve relativamente (y se impone) sobre el bloque descendido, muestran un complejo arreglo de expresiones geomórficas (Yeats *et al.* 1997), que se resuelve generalmente en trazos de falla sinuosos, cortos (Hull 1987) e irregulares. Si bien es posible afirmar que un determinado terremoto generado por falla inversa no

puede considerarse representativo de este tipo genético de falla (Yeats *et al.* 1997), la zona de deformación asociada a terremotos compresivos comúnmente varía de 10 m a 5 km de ancho, y está constituida generalmente por rupturas múltiples (Hull 1987). La relación entre ruptura superficial y grandes terremotos compresivos no es bien conocida todavía, aún si tenemos en cuenta que detallados estudios relativos a significativos episodios de fallamiento inverso y corrimiento han sido llevados a cabo, en las pasadas tres décadas, en diferentes regiones sismotectónicas (Gordon 1971, California Division of Mines and Geology 1975, Berberian 1979, Philip y Meghraoui 1983, Bilham y Yu 2000, Lee *et al.* 2004).

Existe la necesidad de comprender mejor la relación entre terremotos y fallamiento superficial para otros eventos compresivos históricos no tan bien estudiados (Hull 1987), como así también de avanzar en el conocimiento de la deformación cosísmica asociada a terremotos históricos bien documentados ocurridos en el siglo XIX o en la primera mitad del siglo XX, aplicando técnicas específicas simples que permitan una adecuada y confiable reconstrucción.

En muchas regiones todavía existen buenos datos científicos que permitirían alcanzar el objetivo anteriormente indicado, pero la información geológica y sismológica (histórica o instrumental) debe ser adecuadamente integrada (Hull 1987). Patrones de deformación superficial asociados a fallas inversas y a corrimientos de bajo ángulo, muestran que extensiva deformación primaria y secundaria ocurre en el bloque levantado, mientras que escasa o inexistente deformación o fallamiento secundario tiene lugar en el bloque descendido (Lettis y Kelson 2000); lo cual fue verificado en el tramo de falla que experimentó deformación superficial histórica al norte del cerro La Cal (Mingorance 2004).

La escarpa de falla compresiva muestra una morfología generalmente variable, que es notablemente influenciada por la naturaleza de los materiales superficiales (Gordon 1971, Hull 1987) y fundamentalmente por la mecánica de la deformación superficial (Carver 1987, Lee *et al.* 2004, Mingorance 2004). En particular, las escarpas resultantes de plegamiento por propagación de falla

superficial afectando a materiales no consolidados, son generalmente estrechas y relativamente pronunciadas, y favorecen notablemente la ocurrencia de procesos coluviales relacionados directamente al desmoronamiento de la porción más superior del bloque levantado (Carver 1987).

El estudio de la morfología y evolución general de una escarpa compresiva compuesta (escarpa de pliegue) reactivada por un terremoto de magnitud alta (Ms: 7,5) ocurrido en el Tibet nororiental en el 180 A.D., postula que la escarpa de pliegue inicial nunca tuvo una cara libre, y que la pendiente inicial máxima alcanzada al momento de su formación estuvo en el orden del ángulo de reposo de materiales fanglomerádicos no consolidados (Tapponnier *et al.* 1990). Esta presunción está justificada por la pendiente inicial máxima de 40° o menos (Tapponnier *et al.* 1990), alcanzada por la escarpa de pliegue individual formada durante el terremoto de El Asnam de 1980 (Philip y Meghraoui 1983) y por la pendiente cercana al ángulo de reposo observada en la escarpa de corrimiento de bajo relieve (escarpa de pliegue) formada en el valle Tujunga durante el terremoto de San Fernando, California de 1971 (Kahle 1975). Debido a estas complejidades en la morfología de escarpas compresivas, la secuencia de formas y los criterios generales de degradación de escarpas de falla normal históricas (Wallace 1977, 1984, Zhang *et al.* 1986), no pueden ser utilizados para evaluar la degradación de escarpas formadas por fallas inversas o por corrimientos de bajo ángulo (Yeats *et al.* 1997).

La detallada evaluación geomorfológica tectónica y morfométrica de la escarpa compresiva reactivada en tiempos históricos en la parte norte de la zona de falla La Cal (Escarpa Villavicencio Sur, véase Fig. 7), en un relieve geomorfológico sensible (abánico aluvial regional medio a distal), permitió reconocer elementos de pendiente de bajo relieve, distintivos y bien preservados (clima árido térmico), diferentes a la secuencia de formas tipo Wallace asociada a fallamiento normal (Mingorance 2004).

La secuencia de elementos de pendiente reconocida en la escarpa Villavicencio Sur, puede ser adecuadamente explicada por la formación de una escarpa de pliegue resultante del plegamiento por propagación de

falla superficial de materiales débilmente consolidados (Mingorance 2004).

SISMICIDAD HISTÓRICA DEL NORTE DE MENDOZA

La historia sísmica de Argentina está basada fundamentalmente en la información histórica documentada de grandes terremotos ocurridos en regiones sísmicas relativamente bien delineadas. En el mejor de los casos, y dependiendo de la región considerada, la extensión temporal del registro histórico es de unos pocos siglos.

Analizando la información sismológica histórica general, junto con los diferentes catálogos de terremotos destructivos elaborados a través del tiempo (Loos 1907, Morey 1938, Pasotti 1945, Volponi 1962, 1976, 1979, Inpres 1977, 1978, 1985, 1986), se desprende que las provincias de Salta, Mendoza y San Juan han sido las más afectadas por eventos destructivos de magnitudes media a alta.

Seis terremotos tomaron lugar en Salta en un período de 282 años (1692 - 1974), nueve eventos sísmicos afectaron a Mendoza en un lapso de 203 años (1782 - 1985), mientras que seis terremotos de magnitudes altas (cuatro con Ms \geq 7,0) ocurrieron en San Juan en un período de tiempo de solamente 83 años, entre 1894 y 1977 (Inpres 1977, 1978).

El área bajo estudio (Figura 1b) forma parte de la región sísmica del Cuyo, posiblemente la región sismotectónica más activa del retroarco de los Andes Centrales, y compone lo que podríamos denominar preliminarmente como subregión sísmica del norte de Mendoza (Mingorance 2004).

De los nueve terremotos de magnitudes media a alta ocurridos en Mendoza en tiempos históricos, ocho tuvieron lugar en el norte provincial, en un área de unos 100 km de largo por unos 80 km de ancho (Fig. 1b), y uno ocurrió en el sur de la provincia, sobre la parte norte del segmento de subducción normal de Sudamérica austral (34°-40° S).

Tres terremotos históricos severos tomaron lugar en el territorio provincial en 1861 (Mendoza), 1920 (Costa de Araujo) y 1929 (Villa Atuel - Las Malvinas), los cuales fueron muy destructivos y abundantes en réplicas. Otros eventos sísmicos fuertes, con epi-

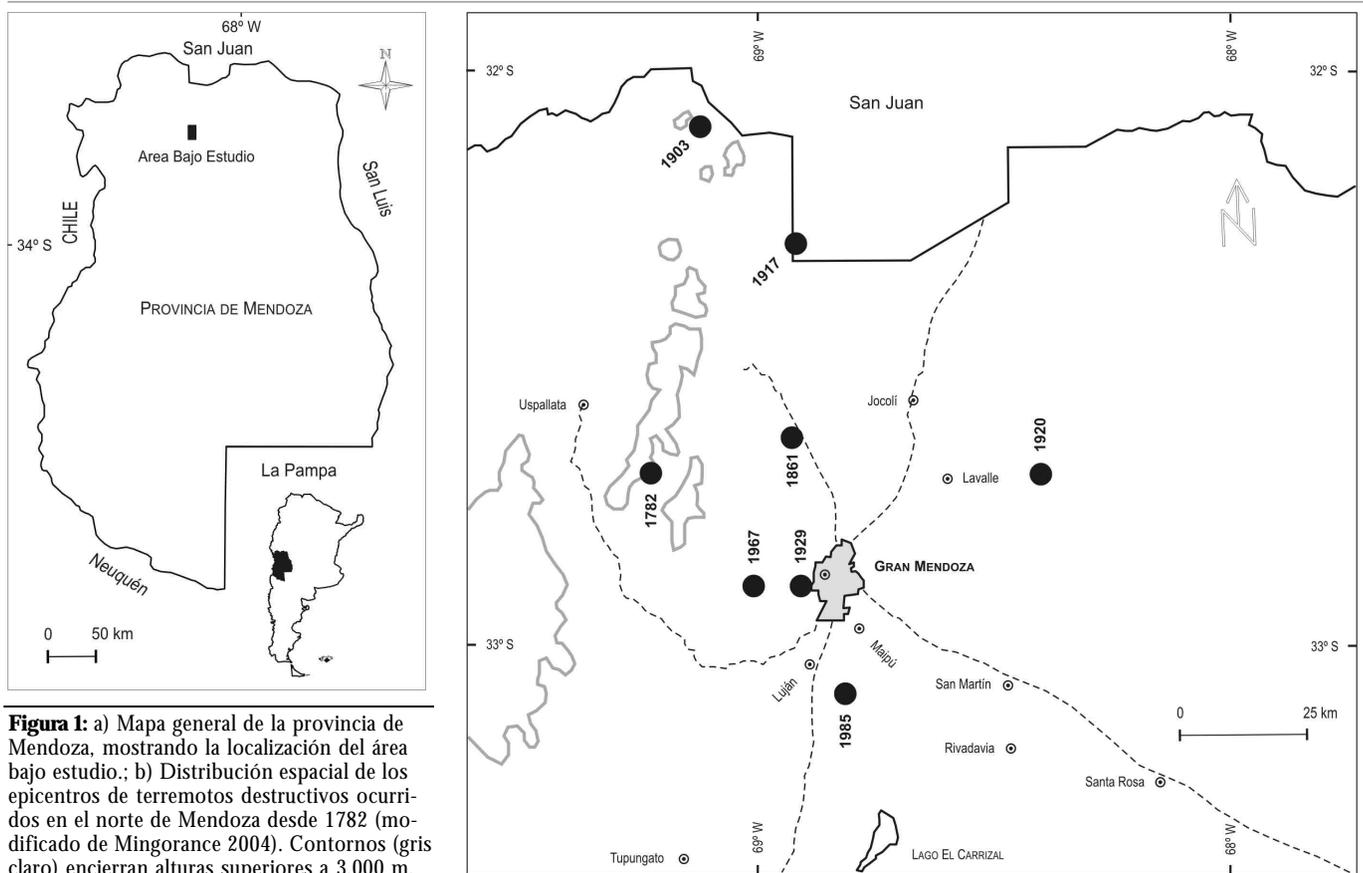


Figura 1: a) Mapa general de la provincia de Mendoza, mostrando la localización del área bajo estudio.; b) Distribución espacial de los epicentros de terremotos destructivos ocurridos en el norte de Mendoza desde 1782 (modificado de Mingorance 2004). Contornos (gris claro) encierran alturas superiores a 3.000 m.

centro en la provincia de Mendoza, produjeron menor nivel de daños en 1782, 1903, 1917 y 1927 (Morey 1938).

El cuadro 1 muestra el catálogo general actualizado de terremotos destructivos ocurridos en el norte de Mendoza desde 1782 a la actualidad, el cual está ordenado en función de siete parámetros fundamentales, que incluyen a los principales efectos geológicos asociados. El terremoto Argentino - Chileno del 14 de abril de 1927 (M_s : 7,1 - 7,5), que produjo el mismo nivel de daño moderado en ciudades

chilenas y argentinas (Loos 1928), es interpretado como un evento de profundidad intermedia asociado a la zona de Benioff (Inpres 1986, 1989). Esta afirmación justifica la exclusión del referido terremoto del catálogo general presentado (Cuadro 1), ya que el mismo se compone principalmente de eventos sísmicos corticales. Un rasgo particular de la sismicidad histórica del norte de Mendoza, es la agrupación de eventos sísmicos destructivos en un periodo de tiempo relativamente corto (203 años: 1782 - 1985).

Este periodo evidentemente activo, el cual parece continuar en la actualidad, estaría precedido por un periodo aparentemente inactivo de igual extensión temporal (221 años: 1561 - 1782). El límite inferior del periodo considerado inactivo es arbitrario, ya que está definido por el año de la fundación de Mendoza (1561), fecha desde la cual se considera que todo terremoto de magnitud media a alta ($M_s \geq 6,0$) hubiese sido registrado históricamente. No se ha identificado información histórica que documente la ocurrencia

CUADRO 1: Catálogo actualizado de terremotos destructivos corticales ocurridos en el Norte de Mendoza desde 1782 (*)

Fecha (D/M/A)	Hora (GMT)	Latitud (S)	Longitud (W)	Profundidad (km)	M_s	Efectos Superficiales Característicos
22-05-1782	16 00 00	32.7°	69.2°	< 30	6	No reportados
20-03-1861	23 00 00	32.65°	68.92°	< 30 (7 - 12 km)	7	Fallamiento superficial, licuefacción, deslizamientos, sacudimiento severo
12-08-1903	23 00 00	32.1°	69.1°	Superficial	6	No reportados
27-07-1917	02 51 40	32.3°	68.9°	Superficial	6.5	Licuefacción local
17-12-1920	18 59 49	32.7°	68.4°	Superficial	6.3	Licuefacción severa local y regional
23-05-1929	05 04 00	32.9°	68.9°	30	5.7	No reportados
25-04-1967	10 36 15	32.9°	69°	< 39	5.4 - 5.7	No reportados
26-01-1985	03 07 00	33.1°	68.8°	12	5.9	No observados

*(Simplificado de Mingorance 2004). Basado en Díaz 1861; Forbes 1861; Loos 1907, 1926; Verdaguer, 1932; Morey 1938; Inpres 1977, 1978, 1986, 1989 y Mingorance 2004.

CUADRO 2

PARAMETROS	Terremoto de Mendoza del 20 de Marzo de 1861	FUENTE
INFORMACIÓN HIPOCENTRAL		
Hora Origen (Local)	20 hs - 36' - 00"	Díaz, 1861; Verdaguer, 1932
Latitud	32.65° S	Mingorance, 2004
Longitud	68.9° W (68.92° W)	Inpres, 1977 (Mingorance, 2004)
Profundidad Focal	< 30 (7 - 12 km)	Inpres, 1986; 1989 (Mingorance, 2004)
Magnitud	Ms : 7.0	Inpres, 1977; 1986; 1989
S - P	≤ 5" (4" a 5")	Díaz, 1861; Verdaguer, 1932; Inpres, 1986
Distancia Hipocentral	20 - 40 km	Inpres, 1986
Dirección y Sentido del Sacudimiento Sísmico	NW - SE	Forbes, 1861; Pasotti, 1945
Fuente Sismogénica Causal	Falla La Cal	Mingorance, 2004
DISTRIBUCIÓN DE INTENSIDADES (MM)		
Intensidad Máxima	IX - X	Morey, 1938; Inpres, 1977; 1989
Ciudad Afectada (Severamente)	Mendoza - Las Heras	Díaz, 1861; Loos, 1907; Morey, 1938
Réplicas Sentidas	119 (19 Primer Día)	La Tribuna, 1861; Morey, 1938; Inpres, 1986
Características Epicentrales	Muy Superficial y Cercano	Morey, 1938; Inpres, 1986; 1989
Aceleración Local del Terreno (Datos Históricos)	> 1.0 g (Vertical)	Díaz, 1861; Verdaguer, 1932
EFFECTOS GEOLÓGICOS SUPERFICIALES		
Ruptura Superficial de Falla	al N del Cerro La Cal	Mingorance, 2004
Licuefacción de Suelos	Las Cienagas - El Borbollón - Buena Nueva	Díaz, 1861; Loos, 1907; Morey, 1938
Extensión Lateral	Guaymallén (Bermejo - Acequias de Gómez)	Díaz, 1861; Forbes, 1861; Verdaguer, 1932
Deslizamientos de Rocas y Suelos	Piedemonte Mendocino - Potrerillos - cercanías Villavicencio	Díaz, 1861; Forbes, 1861; Verdaguer, 1932
Hundimiento Diferencial	Guaymallén - Ruinas de San Francisco ?	Díaz, 1861; Schávelzon, 1998
Agrietamiento del Terreno	Panquehua - Bermejo - San Nicolás - al N Cerro la Cal	Díaz, 1861; Huidobro, 1862
Efecto Topográfico (Shattered Earth)	Cresta de Cerros Bayos ? (Piedemonte Mendocino)	Díaz, 1861
Sacudimiento Sísmico Severo	Algarrobal - Bermejo - Borbollón - Panquehua - Mendoza	Díaz, 1861; Huidobro, 1862

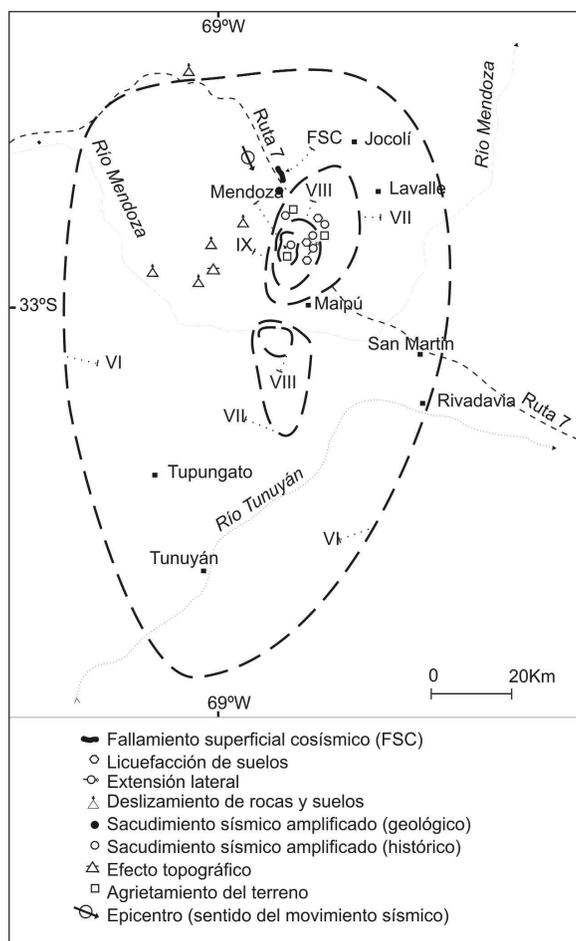


Figura 2: Isosistas mayores para el terremoto de Mendoza del 20 de Marzo de 1861 y distribución espacial de los principales efectos geológicos asociados. Distribución de isosistas (según INPRES 1989). Deformación cosísmica primaria y tipo genético y distribución de los efectos geológicos secundarios (basado en Mingorance 2000, 2001a, 2004).

de un evento sísmico mayor entre 1561 y 1782.

La extensión del referido período de inactividad sísmica (221 años), por otro lado, podría incrementarse razonablemente a unos 300 - 370 años, si se comprueba la ocurrencia de un terremoto severo en el siglo XV, basado en una leyenda indígena que atribuye el origen de los Baños del Borbollón (posible licuefacción de suelos severa) a dicho evento sísmico (Loos 1907, 1926, Fossa-Mancini 1939).

En los catálogos sísmicos argentinos, es llamativa la ausencia de información relativa al tipo genético, localización y eventualmente magnitud de los efectos geológicos primarios y secundarios asociados a terremotos históricos, en especial si se considera que desde fines de la década del 30 se conocía la diferencia entre agrietamiento del terreno producido por licuefacción de suelos y dislocación superficial permanente generada por desplazamiento superficial de falla (Morey 1938). En este contexto, y en base a la reinterpretación, con modernos criterios, de la abundante documentación histórica existente, se reordenaron y caracterizaron recientemente los parámetros hipocentrales y geológicos para todos los terremotos destructivos

mayores ($M_s \geq 6,0$) ocurridos en el norte de Mendoza desde 1782. Paralelamente, se ubicaron espacialmente en los mapas de isosistas conocidos, los sitios característicos que experimentaron una clase determinada, y evidente, de efecto geológico superficial (Mingorance 2004). La información científica así obtenida indica, por un lado, y en coincidencia con Morey (1938), que solamente los terremotos de 1861 ($M_s: 7,0$) y 1920 ($M_s: 6,3$) afectaron en forma severa a diferentes ciudades del norte de Mendoza; y por otro lado, que ambos terremotos, a diferencia de los otros eventos destructivos acontecidos en la subregión sísmica, gatillaron la ocurrencia simultánea de diferentes efectos geológicos de origen sísmico, siendo esto más significativo y variado para el terremoto de 1861 (Mingorance, 2004; este trabajo). El cuadro 2 y la figura 2 muestran, en este sentido, los parámetros hipocentrales y geológicos y la distribución de isosistas y de los principales efectos geológicos asociados al terremoto de Mendoza del 20 de Marzo de 1861, respectivamente. Del análisis de la información presentada (Cuadro 2 y Fig. 2), se observa preliminarmente una estrecha relación entre distribución de intensidades e información hipocentral, con la ubicación espacial, geometría y magnitud de las evidencias geomorfológicas de fallamiento histórico identificadas al norte del Cerro La Cal (Fig. 2), la cual es detalladamente discutida en Mingorance (2004).

ZONA DE FALLA LA CAL

La zona de falla La Cal se localiza en las proximidades del extremo sur del segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales, en pleno ambiente de Precordillera, y se extiende por unos 30,7 km desde el río temporario Las Higueras hasta aproximadamente el límite departamental urbano Capital - Godoy Cruz, pasando por el borde oriental del cerro La Cal (Fig. 3). El rumbo general de esta zona de falla es meridiano a submeridiano, presentando importantes variaciones locales en los sectores norte y centro, que van en promedio de N10°E a N7°W respectivamente (Mingorance 2004).

El estilo estructural de cobertura dominante en la región (Bettini 1980), favoreció el

desarrollo y evolución de la falla de corrimiento La Cal, la principal estructura cuaternaria activa de esta zona de falla, la cual guarda estrecha relación geométrica y estructural con la falla Cerro La Cal (Fig. 4), que limita el borde oriental del cerro homónimo, y con el ramal de falla Punta de Rieles (Fig. 3), con el que parece constituir la terminación septentrional de la zona de falla (Mingorance 2001b, 2004).

En el sector central de la zona de falla se observa la presencia localizada de la superficie aluvial relativa más antigua (SA en Fig. 4) de esta parte del piedemonte de la Precordillera occidental, en cuya base afloran estratos de la Formación Mogotes (Mingorance 2004), cuya edad varía entre 3 Ma y 1 Ma (Irigoyen *et al.* 1999). Esta superficie geomórfica aluvial antigua (SA) está distribuida en parte del piedemonte regional (al sur del cerro La Cal) y en el piedemonte local del cerro, donde forma un contacto recto frente de montaña - piedemonte (Fig. 4), además de ser afectada por tectónica compresiva por la falla Cerro La Cal (Mingorance 2001b, 2004). Esta evidencia, sumada al hecho de que la falla de corrimiento La Cal no afecta a dicha superficie geomórfica antigua en ningún sector a lo largo de su trazo, indicaría que la falla frontal (falla Cerro La Cal, Fig. 4) fue activa principalmente en el Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior, durante la fase orogénica diagúitica postulada para esta región de los Andes Centrales (Ramos, 1988).

Como consecuencia del movimiento de la falla Cerro La Cal (Figs. 3 y 4), sedimentos de relleno fueron acumulados en su bloque descendido, favoreciendo la formación de una cuña sedimentaria compuesta principalmente por estratos de la Formación Mogotes (?) y relleno coluvial y aluvial cuaternario. Evidencias estratigráficas documentan la actividad de la falla Cerro La Cal en el contacto frente montañoso - piedemonte (sitio 1, Fig. 4), en donde se observa a las calizas de la Formación San Juan en contacto por falla inversa sobre sedimentos coluviales rojizos altamente consolidados y cementados, y a estos sobre las gravas aluviales que componen la superficie aluvial antigua (Mingorance 2004, este trabajo). La anisotropía mecánica de una cuña sedimentaria así desarrollada, por su naturaleza estratifi-

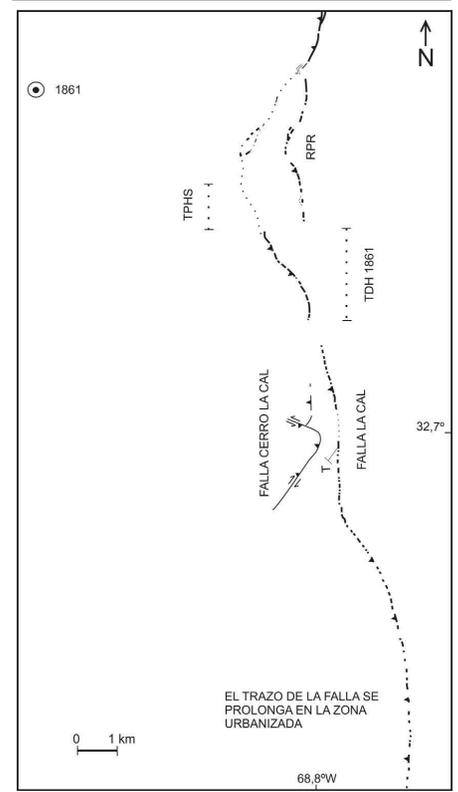


Figura 3: Distribución espacial y geometría general de las fallas cuaternarias activas presentes en la Zona de Falla La Cal. TDH 1861: tramo que experimentó deformación histórica primaria durante el terremoto de 1861. TPHS: tramo con perturbación histórica supuesta durante el evento de 1861. RPR: ramal de falla Punta de Rieles (simplificado de Mingorance, 2004). T: Trinchera de testeo excavada a través del trazo de falla. La localización aproximada del epicentro del terremoto de 1861 se indica en la esquina superior izquierda de la figura.

cada, favorece la propagación de la falla a lo largo de una interfase subhorizontal, en lugar de su propagación hacia arriba a lo largo de la falla frontal que limita el frente montañoso. En consecuencia, un corrimiento de estratificación (*bedding thrust*) es formado en la cuña, y el frente de empuje avanza hacia el valle. Ambas, la falla frontal y la falla activa migrada hacia el valle, convergen en profundidad en un mismo plano (Ikeda 1983). En este proceso de migración del frente de empuje, el cual no requiere cambios en el régimen tectónico regional, la dimensión de la cuña sedimentaria sería un factor dominante en el control de la cantidad de migración (Ikeda 1983). La cuña sedimentaria formada inicialmente en el piedemonte local del cerro La Cal, habría favorecido el desarrollo de un corrimiento

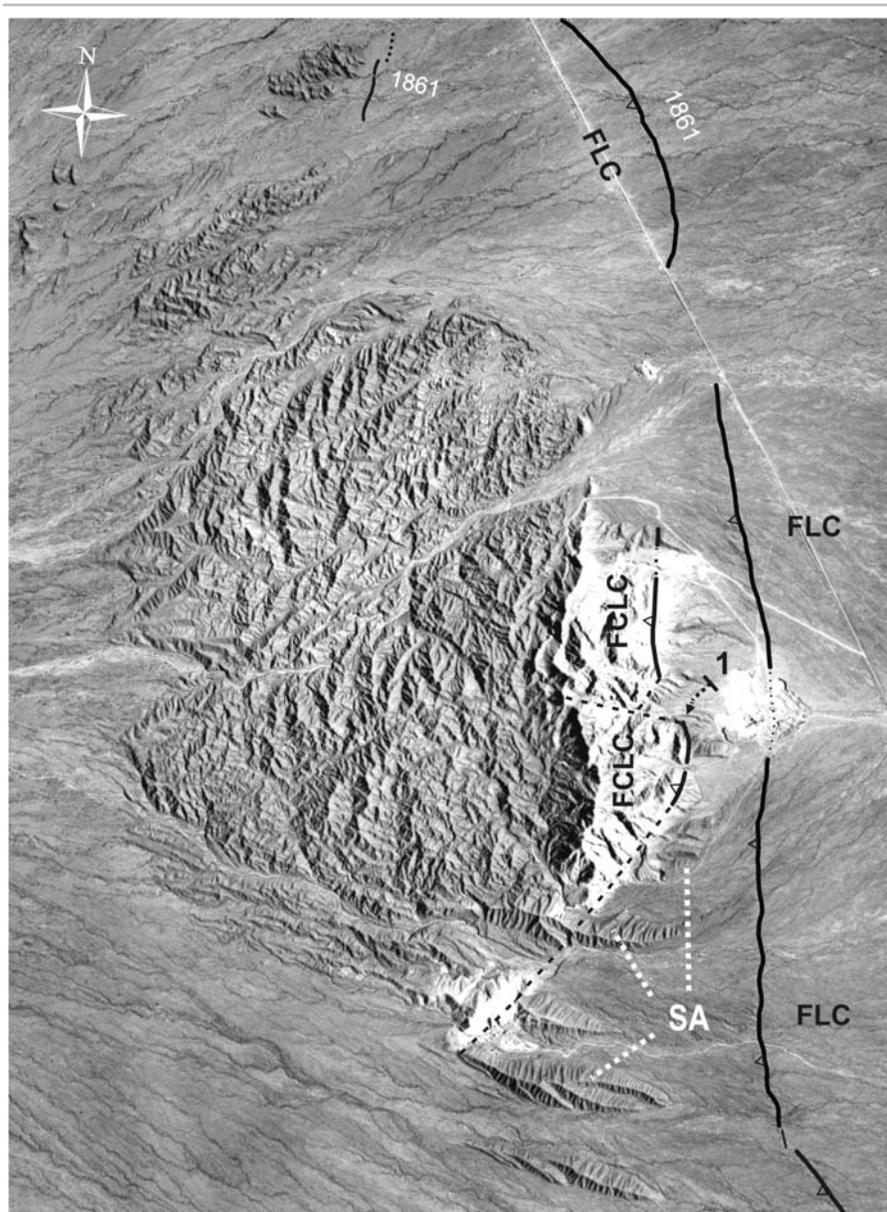


Figura 4: Vista aérea vertical del bloque estructural del cerro La Cal, el cual ejerce un evidente control sobre la geometría de la falla activa La Cal migrando al este. La información paleosismológica histórica y morfométrica conocida (Mingorance 2004), sugiere que la deformación superficial primaria asociada al evento de 1861 termina abruptamente unos 700 m al norte del extremo septentrional del tramo Cerro La Cal - La Cal, en coincidencia con una de las dos variaciones locales observadas en la geometría del trazo de la falla La Cal (FLC). Evidencias estratigráficas y geomorfológicas presentes en el piedemonte local del cerro, documentan la actividad tectónica cuaternaria de la falla Cerro La Cal (FCLC). Escasamente modificado de Mingorance (2001a, 2001b, 2004). SA: superficie aluvial antigua. 1: localización de evidencia estratigráfica de la falla Cerro La Cal.

de estratificación de bajo ángulo (corrimiento La Cal), el cual sería responsable de la migración hacia el E del frente de empuje mediante el mecanismo propuesto en la figura 5. La posición del trazo de la falla La Cal, el cual muestra evidencias geomorfológicas de actividad tectónica repetida en el pasado geológico reciente, marca el límite

oriental de la migración del frente de corrimiento (Figs. 3, 4 y 5). Localmente, la escarpa principal compuesta acumula una cantidad de desplazamiento vertical máximo variable entre 6,30-6,70 m (Mingorance 2004). La estructura interna de la escarpa de falla principal fue expuesta en una trinchera de testeo (T en Fig. 3) que reveló la presen-

cia de tres planos de falla (corrimientos de bajo ángulo) buzando entre 16° y 35° al W, que se resuelven en superficie mediante plegamiento por propagación de falla (Mingorance 2001b, 2004). El más superficial de los planos de falla identificados, está representado esquemáticamente en la figura 6, y documentado localmente en la figura 13.

Teniendo en cuenta la cantidad local de migración del frente de empuje desde el Pleistoceno Medio, la tasa promedio de migración estimada para la parte central de la zona de falla varía entre 0,57 y 0,77 mm/año (Mingorance 2004), mientras que la tasa promedio de deslizamiento para todo el sistema ha sido estimada en 0,2 a 1,0 mm/año (Costa *et al.* 2000).

Generalmente, la falla frontal no es activa, tal como lo demuestran las manifestaciones de ruptura cosísmica superficial asociadas a los terremotos compresivos de 1896 (Ms: 7,2 - Rikuu, Japón) y 1971 (Mw: 6,7 - San Fernando, California), las cuales aparecieron a lo largo de la falla activa migrada hacia el valle (Ikeda 1983).

Coincidentemente, el fallamiento superficial histórico identificado al norte del cerro La Cal, ocurrió a lo largo de la falla de corrimiento La Cal migrada al E (Fig. 4, Mingorance 2001a, 2004).

CARACTERIZACIÓN DEL FALLAMIENTO HISTÓRICO IDENTIFICADO AL NORTE DEL CERRO LA CAL

CONSIDERACIONES GENERALES

El fallamiento superficial cosísmico es de carácter permanente, ya que puede modificar o alterar la topografía del terreno. La ocurrencia y magnitud (dimensión) de la ruptura superficial aparecida durante terremotos históricos, dependen en general del tipo genético de la falla causal, de la mecánica de la deformación superficial, de la magnitud del terremoto y de la profundidad focal del evento. Como resultado del mapeo sistemático y detallado del fallamiento cuaternario activo presente en la zona de falla La Cal, se identificaron evidencias e indicadores geomorfológicos y estratigráficos de actividad tectónica histórica y prehistórica (Mingorance 1999, 2000, 2001a, 2001b, 2004).

La aplicación de las herramientas de la geomorfología tectónica y de los principios básicos de la morfometría de escarpas de falla recientes, junto con la detallada información proporcionada por sensores remotos específicos (fotografías de bajo ángulo de inclinación solar), permitieron no sólo definir con relativa precisión la geometría y longitud del tramo de falla que experimentó deformación histórica, sino también cuantificar la magnitud del desplazamiento superficial cosísmico y proponer un mecanismo de deformación coherente con las evidencias históricas observadas y con los indicadores de actividad tectónica prehistórica almacenados en el registro geológico cercano a la superficie (Mingorance 2004). El carácter histórico de la deformación, o del proceso causal de la geoforma, está debidamente fundamentado por la identificación de elementos de pendiente en el frente de escarpa, que son controlados por la fricción estática (ángulo de reposo) de los materiales no cohesivos afectados (Mingorance 2004). El fallamiento superficial histórico produjo dos secciones de escarpas de falla de aproximadamente 3,5 y 0,6 km respectivamente (Mingorance 2001a, 2001c, 2004), localizadas inmediatamente al norte del cerro La Cal (Figs. 3, 4 y 7). La escarpa Villavicencio (Sur y Norte) representa a la deformación superficial primaria ocurrida casi en su totalidad a lo largo de una escarpa de falla preexistente (prehistórica). La escarpa San Francisco, por otro lado, muestra a la típica deformación secundaria normal desarrollada en el bloque levantado (pared colgante) de escarpas de falla compresivas (Figs. 7 y 8). Hacia el oeste de la escarpa Villavicencio, se localiza la escarpa Puesto El Totoral (0,6 km), que en base a evidencias morfométricas fue interpretada como una escarpa secundaria normal posiblemente múltiple, resultante de la extensión local generada por la deformación compresiva migrando al este (Mingorance 2004).

A pesar de los tres informes geológicos posteriores al terremoto de 1861 (Forbes 1861, Domeyko 1861, Huidobro 1862 en Ponte 1984, Cirvini 1989) y de la abundante y relativamente precisa información histórica existente (Díaz 1861, La Tribuna 1861, Varas 1861, Loos 1907, Verdaguer

1932, Morey 1938, Fossa Mancini 1939, Pasotti 1945), las manifestaciones de deformación histórica identificadas y cuantificadas al norte del cerro La Cal, no fueron específicamente reportadas entre los efectos superficiales asociados a dicho evento sísmico. Existen numerosas causas probables de la falta de documentación o registro histórico de estas evidencias geológicas superficiales, entre las que se destacan (Mingorance 2004):

- La zona en la cual se identificaron las evidencias de deformación cosísmica histórica (Fig. 7) se encontraba, al momento del terremoto, totalmente despoblada y relativamente alejada de posibles vías de acceso. En la actualidad, este sector del piedemonte oriental medio - inferior de la Precordillera continúa deshabitado.
- Las inspecciones de campo fueron muy posiblemente insuficientes y las mismas estuvieron concentradas en la zona urbana y cercanías, donde la destrucción de estructuras fue severa y donde los efectos superficiales afectaron a sectores bajo cultivo.
- Las limitaciones científicas y técnicas de la época y la lógica dificultad práctica para reconocer en el terreno evidencias o indicadores geomorfológicos de actividad tectónica reciente, fallamiento superficial recurrente o deformación cosísmica histórica, y diferenciarlas con precisión del agrietamiento superficial del terreno asociado a otro origen.
- La cantidad relativamente baja, en promedio, de relieve topográfico generado por la reactivación histórica superficial de la escarpa preexistente.
- La complejidad de la mecánica de la deformación superficial de la falla activa La Cal,

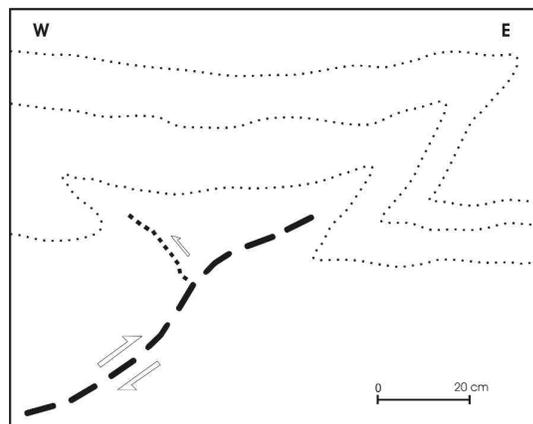


Figura 6: Diagrama esquemático mostrando al plano de falla superior, junto a un retrocorrimento secundario, expuesto en una trinchera de testeo excavada en la parte central del tramo Cerro La Cal - La Cal (T en Fig. 3). En la trinchera se identificaron tres planos de falla (corrimentos de bajo ángulo) que se resuelven en superficie mediante plegamiento por propagación de falla (Mingorance 2001a, 2004).

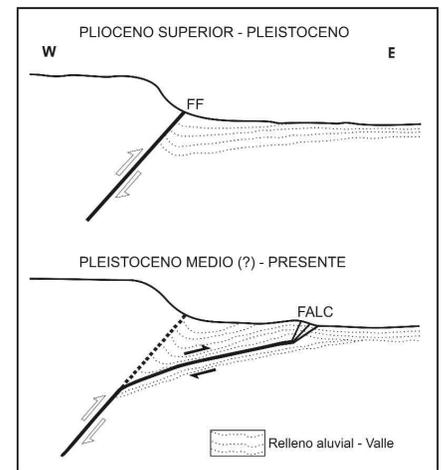


Figura 5: Mecanismo de migración propuesto para el frente de empuje del Cerro La Cal durante el Cuaternario. FF: falla frontal (falla Cerro La Cal), FALC: falla activa La Cal (falla de corrimiento). El incremento de espesor hacia el W de una cuña sedimentaria compuesta fundamentalmente por estratos de la Formación Mogotes (?) y relleno aluvial y coluvial cuaternario, habría favorecido la migración hacia el E del frente de empuje, mediante el desarrollo de un corrimiento de estratificación de bajo ángulo, falla de corrimiento La Cal (Mingorance 2001b, 2004).

corrimento de bajo ángulo múltiple resuelto en superficie mediante plegamiento por propagación de falla, lo cual, para la efectiva cuantificación e interpretación de la deformación cosísmica histórica, requiere de la aplicación combinada de detallados estudios morfométricos y paleosísmicos de la escarpa de falla principal compuesta (histórica y prehistórica) resultante.

- Los muy escasos antecedentes mundiales, al momento del evento sísmico de 1861, sobre evidencias de deformación superficial asociadas a terremotos contemporáneos. Los primeros casos científicamente docu-

mentados corresponden a los terremotos de Wairarapa, Nueva Zelanda de 1855 (Lyell 1856, 1868) y Nobi, Japón de 1891 (Koto 1893).

Fundamentalmente con posterioridad al terremoto de 1985 (Ms: 5,9), se intensificaron los estudios relativos a la tectónica activa del norte de Mendoza (Inpres 1986, 1989, Regairaz y Zambrano 1991). Estos estudios de alcance regional y local, no identificaron evidencias de fallamiento histórico asociado a la falla La Cal o a otra fuente sísmogénica potencial cercana al Gran Mendoza. El único antecedente previo es el aportado por Bastías *et al.* (1993), quienes postulan preliminarmente la existencia de fallamiento histórico a lo largo del tramo central de la falla La Cal por unos 8 a 10 km, basados en la identificación de una supuesta cara libre en el frente de la escarpa compresiva. Este elemento de pendiente es característico de la degradación de escarpas de falla normal históricas (Wallace 1977, 1984, Zhang *et al.* 1986, Stewart y Hancock 1990), pero no se desarrolla en escarpas de falla compresivas históricas formadas en materiales no cohesivos, especialmente cuando el mecanismo de deformación superficial es controlado por plegamiento por propagación de falla (Carver 1987, Tapponnier *et al.* 1990).

Por otro lado, para intentar reconstruir con relativa precisión y confiabilidad la longitud de ruptura superficial asociada a un evento compresivo histórico ocurrido con anterioridad al período instrumental, es necesario definir un criterio morfométrico (geomorfología, geometría y topografía) como el propuesto por Mingorance (2004), que permita identificar, diferenciar y cuantificar adecuadamente a los diferentes elementos de pendiente que componen una escarpa de falla reactivada o formada en tiempos históricos.

Bastías *et al.* (1993) asocian preliminarmente a sus evidencias de deformación histórica con el terremoto de 1861, y establecen con buen criterio que este sector es un verdadero laboratorio natural para investigar en detalle la evolución de la escarpa de falla histórica a través del tiempo, pero la relación entre el evento sísmico y las evidencias geológicas observadas no fue fundamentada. Es ampliamente conocido que existen dos fuentes básicas de información para esta-

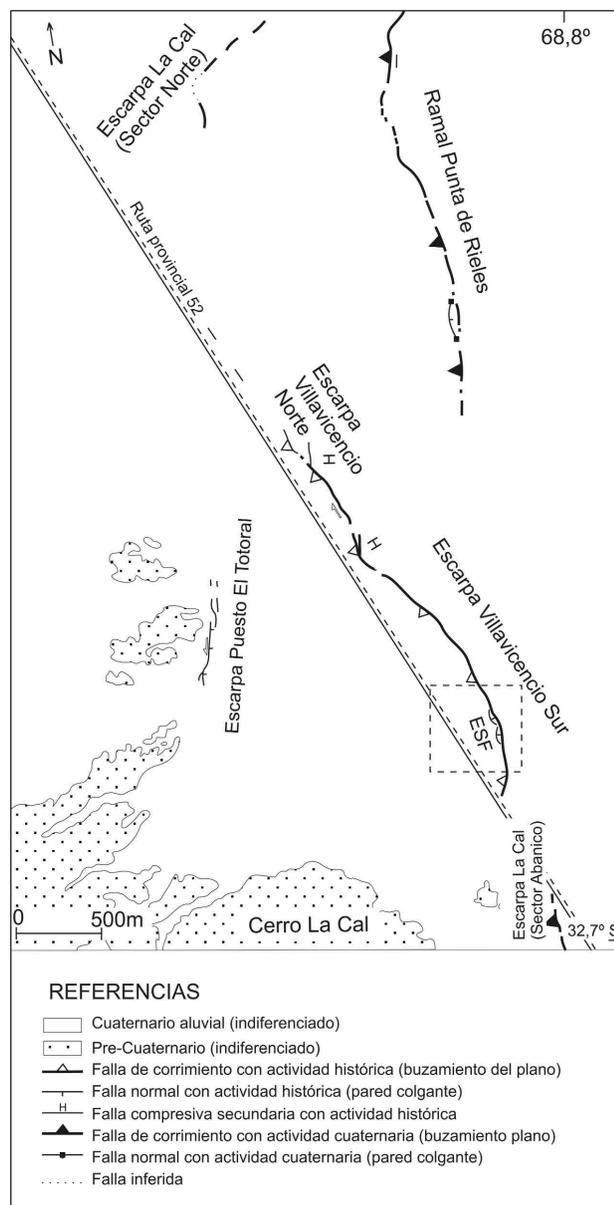


Figura 7: Localización espacial, geometría y extensión del tramo de la falla La Cal que experimentó deformación superficial en tiempos históricos. La escarpa Villavicencio (Sur y Norte) representa a la reactivación histórica primaria de la escarpa principal preexistente, mientras que la escarpa San Francisco (ESF) constituye la típica deformación secundaria normal desarrollada en el bloque levantado de escarpas compresivas. La escarpa Puesto El Totoral, por otro lado, es interpretada como el resultado de extensión local (con componente lateral) en respuesta a la deformación compresiva migrando al este (según Mingorance 2004).

blecer la relación entre un terremoto específico y evidencias geomorfológicas de ruptura superficial histórica:

- Inspecciones del fallamiento superficial realizada por observadores calificados inmediatamente después del terremoto.
- Correlación, mucho tiempo después del evento sísmico, de los rasgos geológicos superficiales con un terremoto histórico dado, lo que recientemente se ha denominado paleosismología histórica (Yeats *et al.* 1997). En el primer caso, observadores calificados, independientemente del período histórico considerado y del estado actual del conocimiento científico, documentan en forma directa la ocurrencia de fallamiento o defor-

mación cosísmica asociada a un terremoto contemporáneo (Lyell 1856, 1868, Koto 1893, Yamasaki 1896, Slemmons 1957, Berberian 1979, Philip y Meghraoui 1983, Crone *et al.* 1987, Hart *et al.* 1993, Ota *et al.* 1995, Bilham y Yu 2000).

Las investigaciones científicas tendientes a correlacionar evidencias geológicas superficiales con eventos sísmicos históricos ocurridos hace varias décadas o pocos siglos atrás, por otro lado, deben estar basadas no sólo en un análisis morfométrico y geomorfológico - tectónico de las manifestaciones superficiales, sino también en multiparámetros (Mingorance 2004).

Numerosos estudios paleosísmicos históri-

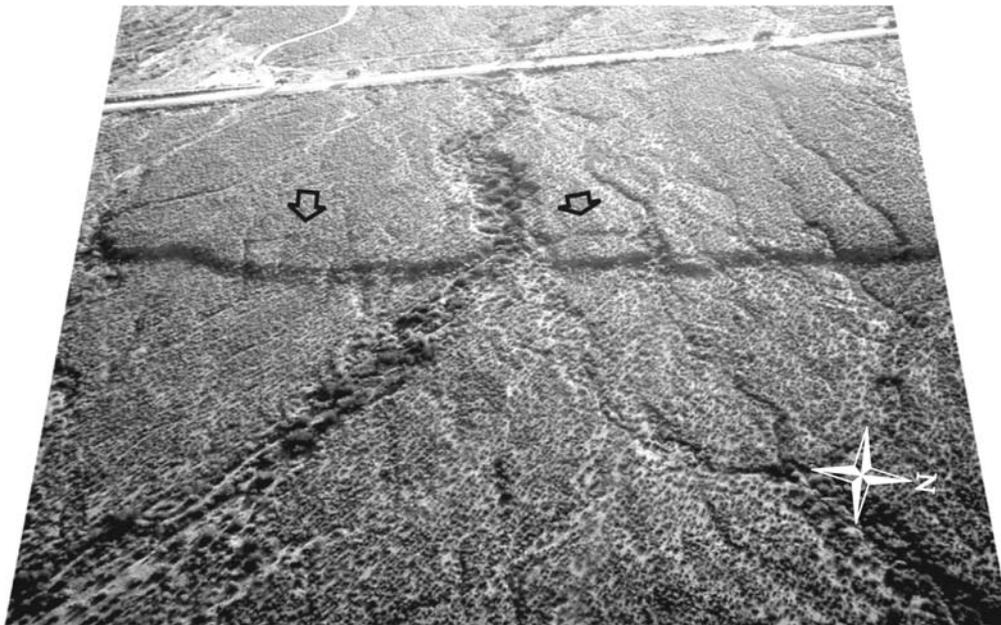


Figura 8: Fotografía de bajo ángulo de inclinación solar sobre el extremo sur de la escarpa Villavicencio Sur, mostrando la relación espacial y geométrica entre el trazo de falla principal y los trazos secundarios desarrollados en el bloque levantado (flechas). Las evidencias geomorfológicas de deformación secundaria observadas en el bloque levantado de la escarpa compresiva, son interpretadas como escarpas de falla normal (Escarpa San Francisco) resultantes de la extensión local asociada al corrimiento principal migrando al Este.

cos realizados en diferentes lugares del mundo, han sido de fundamental importancia para intentar correlacionar evidencias de deformación superficial con grandes terremotos ocurridos principalmente durante el siglo XIX (Sieh 1978, Matsuda *et al.* 1980, Bull y Pearthree 1988, Grapes y Downes 1997), comienzos del siglo XX (Wallace 1984, Serva *et al.* 1986, Avouac *et al.* 1993), y en menor medida con anterioridad al siglo XVIII (Hirano *et al.* 1986, Ambraseys y Finkel 1988).

Una adecuada integración de la información geológica, geofísica, morfométrica, sismológica e histórica, basada en el análisis detallado de 28 parámetros científicos clasificados en tres grupos específicos (parámetros epicentrales del terremoto del 20 de Marzo de 1861, características geológicas y sismológicas locales y parámetros geológicos del fallamiento histórico), fue realizada previamente (Mingorance 2004) con el objeto de evaluar la posible relación existente entre las evidencias superficiales de fallamiento histórico identificadas al norte del cerro La Cal y la ocurrencia del terremoto de Mendoza del 20 de Marzo de 1861 (Cuadro 3).

La integración de datos y parámetros científicos muestra gran coherencia e interrelación entre los parámetros intergrupo e intragrupo, lo que favorece la correlación entre las evidencias geomorfológicas de

fallamiento histórico identificadas al norte del cerro La Cal (Figs. 3 y 7), y la ocurrencia del terremoto de 1861 (Mingorance 2004).

La dirección y sentido dominante del sacudimiento sísmico, NW a SE (Forbes 1861, Pasotti 1945), es un dato crítico para establecer el cuadrante donde fue liberada la energía sísmica durante el terremoto de 1861. Este dato, junto con la distancia hipocentral estimada para el evento (20 - 40 km de la ciudad de Mendoza), es muy coherente con la forma y dimensión de la isosista regional mayor (VI, Fig. 2), que se extiende claramente hacia el sur. Una prueba documental de esta afirmación, está dada por el escaso daño sufrido en la localidad de Jocolí, al Este de la zona epicentral (Díaz 1861), en oposición a la destrucción casi total acontecida en Las Heras y Mendoza (Díaz 1861, Huidobro 1862, Loos 1907, Morey 1938), localizadas al SE del epicentro (Fig. 2).

Por otro lado, las numerosas réplicas sentidas (119) en la ciudad de Mendoza con posterioridad al evento principal (Morey 1938, Inpres 1986), junto con la distancia hipocentral (20 a 40 km) estimada de la diferencia de tiempo S - P (4" a 5", Díaz 1861, Inpres 1986) y el sentido dominante del sacudimiento sísmico (NW a SE, Forbes 1861, Pasotti 1945), permiten concluir que el evento fue superficial (cortical) y relativa-

mente cercano a la ciudad capital (Morey 1938, Inpres 1986).

El sentido del sacudimiento sísmico del terreno guarda estrecha relación con la localización de los puntos de iniciación y terminación de la ruptura sísmica, los cuales parecen estar controlados por las características geométricas de la falla causal (Aki 1989). El trazo principal de la falla La Cal (30,7 km) fue clasificado, siguiendo en criterio de Aki (1989), como tipo 1 para su extremo sur y tipo 2 para su extremo norte, el cual podría comportarse como un concentrador de esfuerzos, debido a su geometría curva y a la presencia de una ramal de falla (Mingorance 2000, 2004). Esta interpretación geométrica preliminar es coherente con el sentido dominante (NW a SE) del sacudimiento sísmico en 1861, con los parámetros epicentrales (diferencia S - P, distancia hipocentral y ubicación del epicentro) para dicho evento y con la localización espacial y geometría del tramo de falla que experimentó deformación cósmica histórica (Figs. 3 y 7).

La distribución particular de las isosistas de grado VII a IX, por otro lado, está relacionada no sólo con el sentido predominante del sacudimiento del terreno, sino también con la ocurrencia local de efectos geológicos secundarios de origen sísmico (Fig. 2) y con la variación geométrica lateral (W a E) y el espesor total de la cuenca de relleno

CUADRO 3: Integración de datos y parámetros científicos que favorecen la correlación entre las evidencias geomorfológicas de fallamiento histórico y la ocurrencia del terremoto del 20 de marzo de 1861

PARAMETROS ANALIZADOS	DATOS CIENTÍFICOS	INFORMACIÓN ADICIONAL	FUENTE
1 - Parámetros epicentrales del terremoto del 20 de Marzo de 1861			
Distribución y forma de la isosista regional mayor (VI)	triángulo invertido hacia el S	mayor desarrollo hacia el S del epicentro	Inpres, 1989
Distribución y forma de las isosistas mayores - locales (VII a IX)	elongadas N - S y NNE - SSW	coinciden con la ubicación de la cuenca de relleno aluvial	Mingorance, 2004
Sentido dominante del movimiento sísmico	NW a SE	paredes mirando al W - E fueron severamente afectadas	Forbes, 1861
Magnitud del evento sísmico	Ms : 7,0	estimada del tamaño del área sentida	Inpres, 1977
Distancia hipocentral (desde la ciudad de Mendoza)	20 - 40 km	diferencia S - P : 4" a 5" (evento cercano)	Díaz, 1861; Inpres, 1986
Réplicas sentidas (en la ciudad de Mendoza)	119	en los 41 días posteriores (sugiere foco superficial)	Morey, 1938; Inpres, 1986
Efectos geológicos secundarios	significativos al S y SE del epicentro	deslizamientos, licuefacción de suelos, extensión lateral	Díaz, 1861; Forbes, 1861
Sacudimiento sísmico amplificado	distribución local	significativo al S - SE del epicentro	Díaz, 1861; Verdaguer, 1932
2 - Características geológicas y sísmológicas locales			
Profundidad focal dominante de la microsismicidad instrumental	6 a 10 km	eventos sísmicos bien localizados (Norte de Mendoza)	Mingorance, 2004
Profundidad focal de eventos sentidos recientes (falla La Cal)	10 km (Ms : 5,0)	epicentro al S del cerro La Cal (23 Agosto 2005)	Inpres, 2005
Estilo estructural dominante en la zona de falla La Cal	estilo estructural de cobertura	profundidad del corrimiento bajo el cerro La Cal : 7 a 8 km	Bettini, 1980
Geometría de la Terminación Norte (falla La Cal) - Criterio Aki (1989)	Tipo 2 (concentrador de esfuerzos ?)	trazo curvo con la presencia de un ramal de falla	Mingorance, 2004
Geometría de la Terminación Sur (falla La Cal) - Criterio Aki (1989)	Tipo 1	trazo de falla recto con o sin escasa curvatura	Mingorance, 2004
Terremotos históricos severos con epicentro cercano al GM	1861 y 1920	el evento de 1861 fue más severo y más cercano al GM	Morey, 1938
Sentido dominante del movimiento sísmico en el evento de 1920	S a N	epicentro localizado al E de Mendoza	Loos, 1926
Efectos geológicos asociados al terremoto de 1920 (Ms : 6,3)	licuefacción de suelos local y regional	no se observaron evidencias de deformación cosísmica	Loos, 1926; Morey, 1938
3 - Parámetros geológicos del fallamiento histórico			
Localización espacial de la ruptura histórica	cercana al epicentro de 1861	posición coherente con el sentido del movimiento sísmico	Mingorance, 2004
Cantidad de desplazamiento superficial máximo	1,60 m	consistente con la magnitud asignada al evento	Mingorance, 2004
Longitud de ruptura superficial	5,3 km (principal) y 0,6 km (secundario)	trazo continuo	Mingorance, 2001a; 2004
Variación en la cantidad de desplazamiento a lo largo del rumbo	aumenta hacia el S	varía de 0,55 m (N) a 1,60 m (S)	Mingorance, 2004
Control geológico de la migración de la ruptura superficial	posible	variación geométrica del trazo al N del cerro La Cal	Mingorance, 2004
Geoforma resultante	escarpa de falla compuesta	reactivación de la escarpa prehistórica	Mingorance, 2004
Carácter histórico de la geoforma	Remanente de Cara Libre dominante	control por Fricción Interna (Angulo de Reposo)	Mingorance, 2004
Grado de preservación de la geoforma	excelente	superficie aluvial - clima árido térmico	Mingorance, 2004
Edad histórica relativa de la Escarpa San Francisco (ESF)	1915 (USA) < ESF < 1739 (China)	cantidad de desplazamiento - ángulo máximo	Mingorance, 2004
Potencialidad sísmica de la falla La Cal		relaciones empíricas desarrolladas para fallas compresivas	Mingorance, 2004
Desplazamiento Máximo - Magnitud Sísmica (1,60 m)	Mw : 6,85 a 7,0	coherente con magnitud estimada del área sentida	Este Trabajo
Longitud de Ruptura Subsuperficial - Magnitud Sísmica (30,7 km)	Mw : 6,70	coherente con magnitud estimada del área sentida	Este Trabajo
Área de Ruptura - Magnitud Sísmica (370 km ²)	Mw : 6,65	coherente con magnitud estimada del área sentida	Este Trabajo

CUADRO 4: Principales características morfométricas de las escarpas de falla normal (< 2 m) formadas en 1739 (China) y 1915 (Nevada, USA) y comparación relativa con la Escarpa San Francisco (simplificado de Mingorance 2004).

PARAMETROS	ESCARPA DE 1739	ESCARPA SAN FRANCISCO	ESCARPA DE 1915	COMENTARIOS
1 - Región	Ningxia Huizu, China	Mendoza, Argentina	Nevada, USA	
2 - Fecha de Ocurrencia	03 - 01 - 1739	20 - 03 - 1861	02 - 10 - 1915	
3 - Magnitud del Terremoto	Ms : 8.0	Ms : 7.0	Ml : 7.2	Estimada del Area Sentida
4 - Longitud de Ruptura Superficial (total)	3.5 km + 16.5 km (dos secciones)	3.5 km + 0.6 km (dos secciones)	59 km (combinada)	
5 - Cantidad de Desplazamiento Máximo	4.6 a 5.3 m	1.60 m	5.8 m	
6 - Falla o Estructura Causativa	Yinchuan Graben	Falla La Cal	Falla Pleasant Valley	
7 - Tipo Genético (Falla Principal)	Normal	Corrimiento de Bajo Angulo	Normal	
8 - Fallamiento Normal Cosísmico (Longitud)	3.5 km + 16.5 km (Principal)	0.16 km + 0.6 km (Secundario)	10 km + 8.5 km + 30 km + 10.5 km (Pr)	
8 - Geofoma Característica	Escarpa de Falla	Escarpa de Falla (bloque levantado)	Escarpa de Falla	
9 - Tiempo de Evolución Geomórfica	245 años	140 años (estimado)	57 a 64 años	Desde su formación hasta la medición de los perfiles
10 - Clasificación Climática de la Región	Arido Frigido	Arido Térmico	Arido Mésico	Período analizado : 49 años
Temperatura media anual	8° C	16.6° C	10° C	Período analizado : 49 años
Precipitación media anual	145 mm	181.5 mm	223 mm	
11 - Perfiles Analizados (CD - AM - CL)				Perfiles medidos en 1984
Estación 22-02	0.6 m - 13.6° - 4.3°			
Estación 22-01	1.4 m - 20.1° - 3.3°			
Estación 22-04	1.8 m - 21.7° - 2.8°			
Estación 22-03	2.1 m - 21.8° - 1.3°			
Estación 48		0.73 m - 19.5° - 3°		Perfiles medidos en 2001
Estación 49		0.83 m - 22° - 3°		
Estación 55		0.52 m - 16.3° - 2.2°		
Estación 58		0.75 m - 20.3° - 3.2°		
Estación 59		0.82 m - 20.8° - 3.2°		
Estación Sou Hills A			1.5 m - 33° - No informado	Perfiles medidos entre 1972 y 1979
Estación Sou Hills B			1.2 m - 30° a 35° - No informado	Alto Angulo de Campo Lejano Regional
Estación Tobin A			1.5 a 2 m - 37° - No informado	
Estación Tobin B			2 m - 35° - No informado	
12 - Fuente	Zhang et al, 1986	Mingorance, 2004	Wallace, 1984	

aluvial cuaternaria existente bajo el Gran Mendoza (Mingorance 2004).

La profundidad focal dominante de la sismicidad instrumental bien localizada (6 a 10 km), es consistente con la profundidad local (7 a 8 km, Bettini 1980) del corrimiento principal bajo el cerro La Cal, y ambas concuerdan con el mecanismo focal compresivo y con la profundidad del hipocentro (10 km) determinados para el evento de magnitud media (M_s : 5,0) ocurrido el 23 de Agosto de 2005 al sur del cerro La Cal (Inpres, 2005, comunicación escrita y solución de mecanismo focal).

De la misma manera, el estilo estructural dominante en la zona de falla La Cal concuerda con la ubicación del epicentro del terremoto de 1861, localizado varios kilómetros hacia el W del trazo de falla (Fig. 3). Este análisis simplificado de la integración de datos y parámetros científicos muestra, por otro lado, que la magnitud del terremoto de 1861 (M_s : 7,0) estimada del tamaño del área sentida (Inpres 1977), es muy coherente con el rango de magnitudes (M_w : 6,65 - 7,0) resultante de la aplicación de ecuaciones empíricas específicas (Research Group for Active Faults of Japan 1992, Wells y Coppersmith 1994), que relacionan magnitud momento con parámetros geológicos (cantidad de desplazamiento superficial máximo: 1,60 m) y dimensionales (longitud de falla : 30,7 km - área de ruptura: 370 km²) de la fuente sismogénica evaluada (falla La Cal).

Sobre el extremo sur de la escarpa Villavicencio Sur (Fig. 7), donde se registró la máxima deformación histórica primaria, la migración local hacia el Este de la deformación compresiva favoreció el desarrollo localizado de fallamiento secundario normal en el bloque levantado de la escarpa principal (Fig. 8). Un análisis comparativo (y relativo) de esta familia de escarpas de falla normal (Escarpa San Francisco), con otras del mismo tipo genético y rango de amplitud aproximadamente equivalente (< 2 m), generadas durante terremotos históricos ocurridos en los siglos XVIII y XX, en regiones climáticas similares a la del norte de Mendoza (Cuadro 4); indica que la escarpa San Francisco (140 años de evolución) es morfométricamente más antigua que las escarpas asociadas al evento de

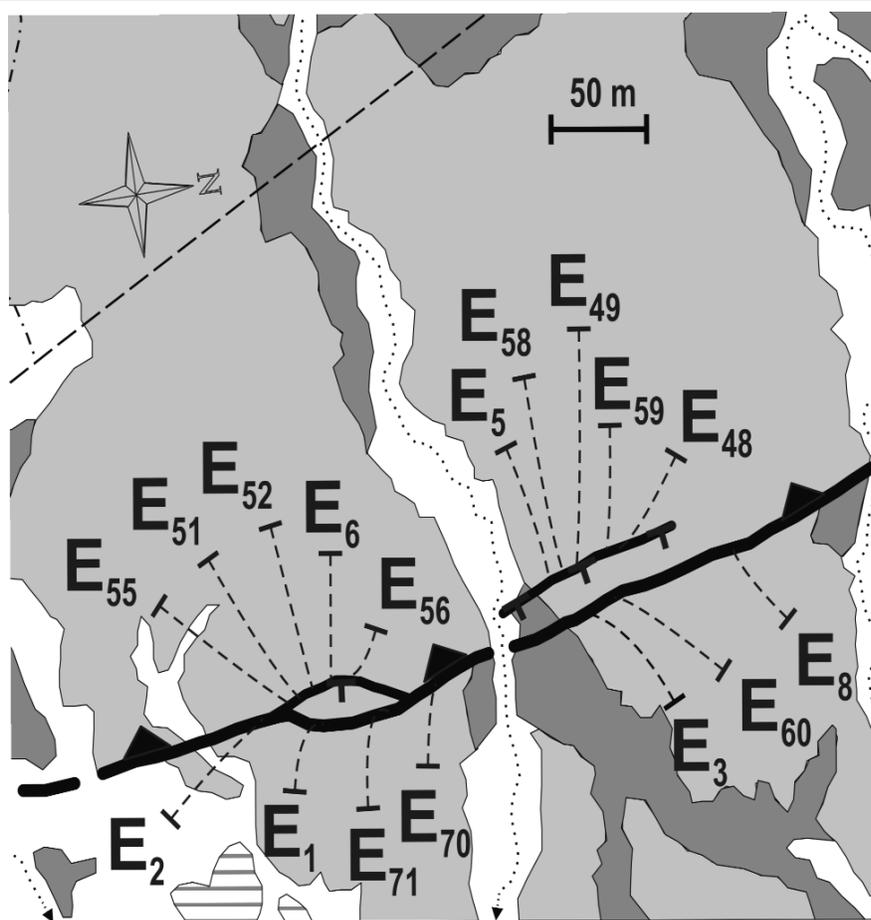


Figura 9: Localización aproximada de los perfiles topográficos y morfométricos seleccionados, medidos en la terminación austral del tramo de falla que experimentó deformación superficial histórica. Escarpa Villavicencio Sur: Estaciones Morfométricas E1, E2, E3, E8, E60, E70, E71. Escarpa San Francisco: Estaciones Morfométricas E5, E6, E48, E49, E51, E52, E55, E56, E58, E59. Simplificado de Mingorance (2004).

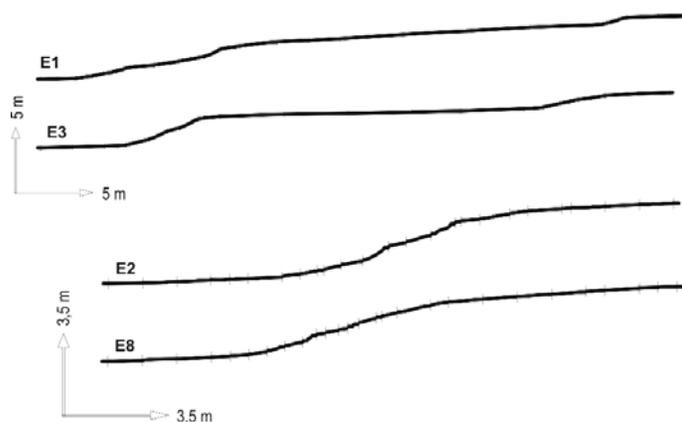


Figura 10: Aspecto general de algunos de los perfiles topográficos medidos a través de la escarpa Villavicencio Sur (véase Fig. 9). Los perfiles correspondientes a las estaciones E1 y E3 pertenecen a los sitios en donde la deformación compresiva alcanzó la máxima migración hacia el este (hacia la izquierda de la figura), lo cual favoreció el desarrollo de extensión local en el bloque levantado. Los perfiles resultantes de las estaciones E2 y E8, por el contrario, representan a los sitios en donde la reactivación compresiva histórica afectó a la escarpa preexistente con una cantidad significativamente menor de migración hacia el este (simplificado de Mingorance 2004).

Pleasant Valley (Nevada, USA) de 1915 (57 a 64 años de evolución morfológica), pero relativamente más joven que las geoformas equivalentes formadas durante el terremoto que desplazó a la muralla china en 1739, que cuentan con 245 años de evolución geomorfológica (Mingorance 2004).

MORFOMETRÍA Y ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS CARACTERÍSTICOS DE LA ESCARPA DE FALLA COMPRESIVA REACTIVADA EN TIEMPOS HISTÓRICOS

El mapeo detallado y sistemático del fallamiento activo, apoyado con fotografías de bajo ángulo de inclinación solar, permitió identificar geoformas características de eventos compresivos recientes y sectores en donde barras de canal entrelazado recientemente abandonadas, fueron afectadas por fallamiento superficial indudablemente histórico (Mingorance 2004).

Inspecciones de campo realizadas en sectores específicos, facilitaron la identificación de evidencias estratigráficas de plegamiento

por propagación de falla de baja amplitud, expuestas en posiciones superiores e inferiores, donde los canales actuales cortan local y perpendicularmente a la escarpa de

falla principal. La amplitud de los pliegues individuales alcanza valores de 0,55 a 0,57 m, mientras que sus ejes inclinan entre 25° y 30° al W (Mingorance 2004).

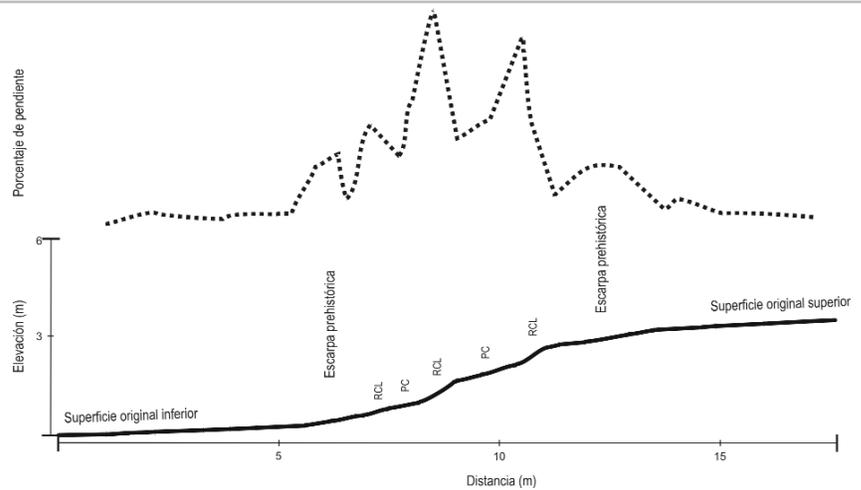


Figura 11: Perfil morfométrico a través de la escarpa Villavicencio Sur (Estación 2), mostrando el arreglo geométrico y espacial entre los diferentes elementos de pendiente (históricos y prehistóricos) que componen la escarpa de falla compuesta reactivada en tiempos históricos. RCL: Remanente de cara libre, PC: Pendiente de colapso. La cantidad de desplazamiento histórico es determinada por la diferencia vertical entre la prolongación horizontal de los remanentes de escarpa prehistórica, mientras que la cantidad de desplazamiento total de la geoforma se obtiene de la diferencia vertical entre la prolongación horizontal de las superficies original inferior y superior. El perfil topográfico inverso (Porcentaje de pendiente - distancia) mostrado en la parte superior, fue aplicado complementariamente para: (a) facilitar la diferenciación entre los elementos de pendiente de bajo relieve que componen la geoforma histórica, y (b) confirmar la posición de los límites entre la parte histórica y prehistórica de la escarpa compuesta (simplificado de Mingorance 2004).

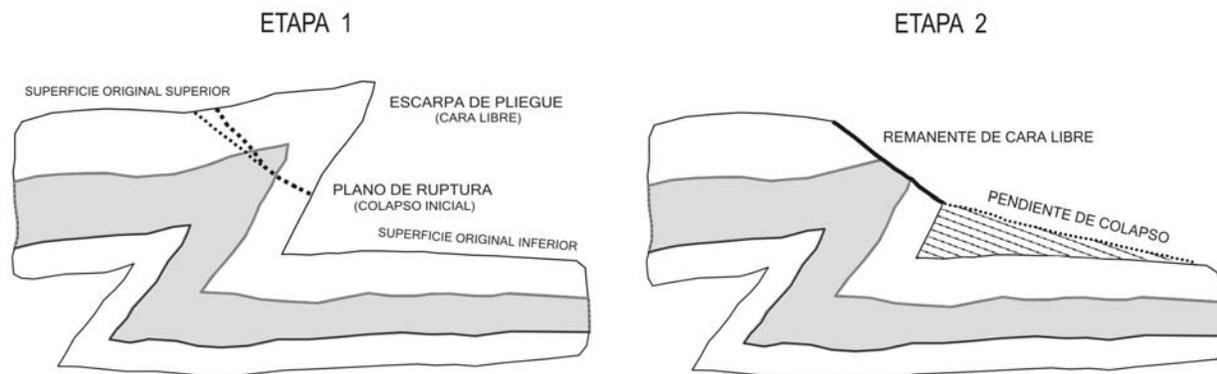


Figura 12: Modelo de dos etapas en la evolución geomorfológica de una escarpa de Pliegue individual formada por plegamiento por propagación de falla superficial afectando a materiales aluviales no cohesivos o débilmente consolidados. Al momento del plegamiento cosísmico superficial, el extremo o porción superior de la escarpa de pliegue (bloque levantado) forma por unos instantes una especie de cara libre de muy corta duración. Este elemento de pendiente no puede desarrollarse debido a su inmediato colapso gravitacional (proceso coluvial) sobre la base de la escarpa o sobre el bloque descendido. El colapso del extremo superior de la escarpa de pliegue, ocurre necesariamente a través de un plano de ruptura o superficie de ruptura definida por el ángulo de fricción interna de los materiales superficiales afectados (Etapa 1). El plano de ruptura (ahora superficial) se transforma en una superficie relativamente estable (Remanente de cara libre), controlada por el ángulo de fricción interna (ángulo de reposo) del material aluvial. La pérdida paulatina de los componentes superficiales más finos que componen la matriz del material aluvial, favorece la concentración superficial de clastos de mayor diámetro sobre el remanente de cara libre, lo que incrementa su estabilidad relativa. El material coluvial colapsado desde el bloque levantado, y depositado sobre la base de la escarpa, fue acumulado por la acción combinada de la gravedad (componente vertical) y de la energía cinética inicial (componente horizontal) resultante del impulso mecánico de la deformación cosísmica súbita ocurrida en un sentido determinado. El proceso coluvial estaría influenciado por la fricción de deslizamiento del material involucrado. La superficie inferior así formada (pendiente de colapso), presenta lógicamente menor ángulo de inclinación y menor relieve relativo que el elemento de pendiente superior, lo cual evidentemente le otorga cierta estabilidad (Etapa 2). La eventual acumulación futura de material clástico procedente de la superficie remanente de cara libre y/o de material fino resultante del lavado superficial de la escarpa, podrían contribuir a suavizar levemente a este elemento de pendiente inferior a lo largo del tiempo (según Mingorance 2004).

Estas evidencias de plegamiento de materiales no cohesivos, son comparables a las descritas por Carver (1987) en el NW de California, quién las define como plegamiento de línea de falla. La escarpa de falla reactivada en tiempos históricos fue sometida a análisis y evaluaciones geomorfológico - tectónicas, que fueron complementadas con una detallada y relativamente precisa cuantificación morfométrica.

Se midieron 77 perfiles topográficos aplicados a lo largo del tramo que experimentó deformación histórica, que en realidad son perfiles morfométricos basados en la interrelación entre topografía, geomorfología y geometría (Mingorance 2004). Estos perfiles morfométricos son de fundamental importancia para : (a) describir las características morfológicas de la geoforma, (b) cuantificar los elementos de pendiente que la componen, (c) obtener los parámetros básicos para datación morfológica, (d) identificar eventos de fallamiento superficial de diferentes edades relativas almacenados en el registro geomorfológico y (e) reconstruir geoméricamente la magnitud del desplazamiento vertical cosísmico asociado a terremotos históricos (Wallace 1977, 1984, Bucknam y Anderson 1979, Mayer 1984, Zhang *et al.* 1986, Mingorance 2004).

Los perfiles morfométricos fueron medidos siguiendo el procedimiento propuesto por Wallace (1977), Bucknam y Anderson (1979) y Hanks y Wallace (1985).

La selección de los sitios para la medición de los perfiles morfométricos es crítica para evitar factores (erosión en la base de la escarpa, canalización efímera, control por bioturbación, escarpa formada entre dos superficies aluviales de diferentes edades, etc) que pudieran conducir a la obtención de información poco confiable o parcialmente errónea (Wallace 1977).

Con el objeto de eliminar la influencia de estos factores adversos, los perfiles se midieron exclusivamente a través de escarpas formadas en superficies geomórficas aluviales continuas (Fig. 9) y lejos de la influencia de canalización incipiente y de bioturbación (Mingorance 2004).

El criterio seguido para cuantificar la deformación superficial histórica, como así también para determinar la cantidad total de desplazamiento (histórico + prehistórico)

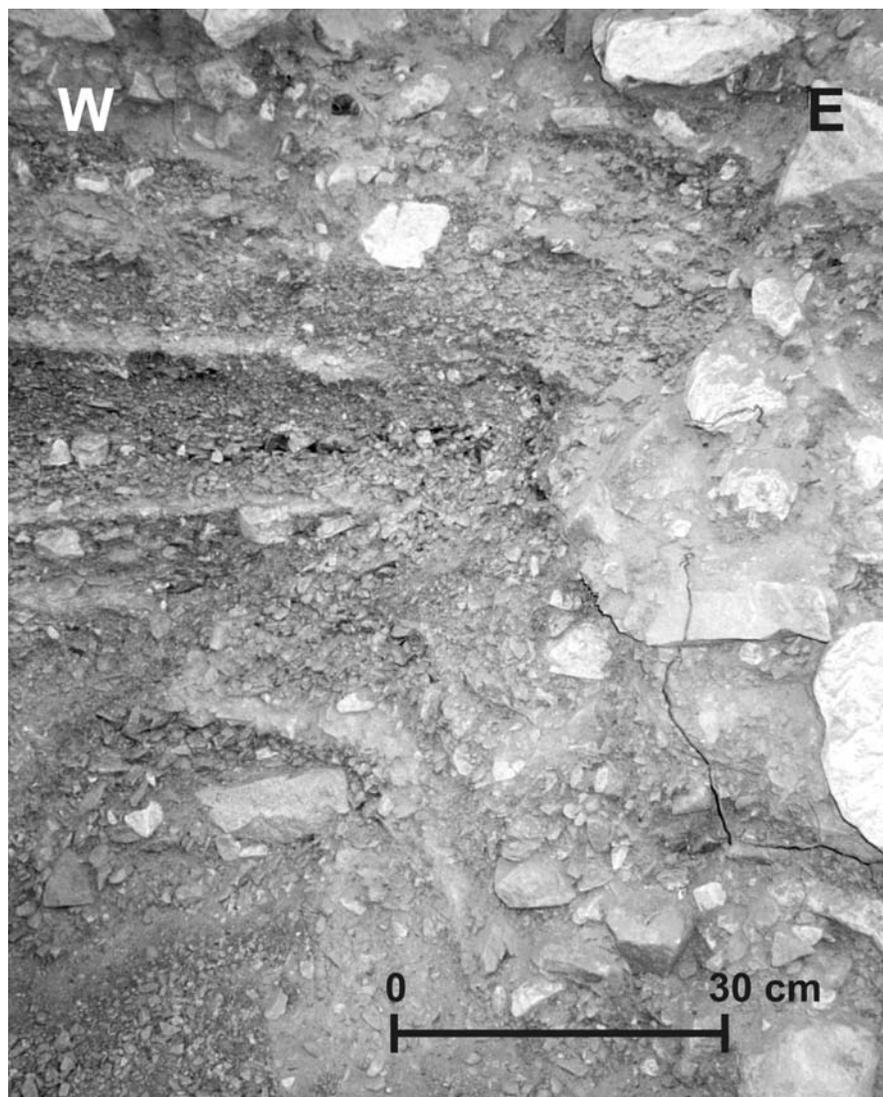


Figura 13: Evidencia estratigráfica de plegamiento por propagación de falla local, expuesta en una trinchera de testeo excavada a través del trazo de la falla La Cal (véase ubicación en figura 3). El plegamiento afectó a materiales aluviales débilmente consolidados, y de diferente granulometría, cercanos a la superficie (simplificado de Mingorance 2004).

de la geoforma, fue adaptado de Machette (1982), Mayer (1984) y Zhang *et al.* (1986). Durante el análisis y evaluación geomorfológico - tectónica, se identificaron elementos dependiente distintivos, de bajo relieve y generalmente muy bien preservados, que difieren totalmente de la secuencia de formas típica de escarpas de falla normal históricas (Mingorance 2004).

Dos elementos de pendiente con diferente inclinación se reconocen en esta morfología particular de la escarpa de falla compresiva reactivada en 1861 (Fig. 14), especialmente donde la misma alcanza su máximo relieve (Escarpa Villavicencio Sur, Figs. 9 y 10).

Una superficie superior más inclinada, controlada por el ángulo de fricción interna de los materiales afectados, y una superficie inferior relacionada a la anterior, mostrando una inclinación menor y un aparente control por la fricción de deslizamiento de los materiales involucrados (Mingorance 2004). En varios de los sectores estudiados morfométricamente, este arreglo de formas de bajo relieve se repite en un mismo frente de escarpa (Fig. 11), sugiriendo preliminarmente que el proceso causal fue de carácter múltiple (Mingorance 2004).

La secuencia de elementos de pendiente reconocida en la escarpa Villavicencio Sur,

puede ser adecuadamente explicada por la formación de una escarpa de pliegue resultante del plegamiento por propagación de falla superficial de materiales débilmente consolidados (Fig. 12).

Este modelo de dos etapas en la evolución geomorfológica de una escarpa de pliegue individual, asume que al momento del plegamiento cosísmico superficial, el extremo superior del bloque levantado forma por unos instantes una especie de cara libre de muy corta duración. Este elemento de pendiente no puede desarrollarse debido a su inmediato colapso gravitacional sobre la base de la escarpa o sobre el bloque descendido (Mingorance 2004).

Esta apreciación es consistente con lo postulado por Tapponnier *et al.* (1990), para quienes la cara libre nunca se desarrolla en una escarpa de pliegue.

El colapso de la porción superior de la escarpa de pliegue, ocurre necesariamente a través de un plano de ruptura definido por el ángulo de fricción interna de los materiales superficiales afectados por la deformación. Una vez producido el colapso gravitacional, el plano de ruptura se transforma en una superficie relativamente estable o en el elemento de pendiente denominado remanente de cara libre, que es controlado evidentemente por el ángulo de fricción interna (ángulo de reposo) del material aluvial involucrado. Fundamentalmente por acción eólica, se produce la pérdida paulatina de los componentes superficiales más finos que componen la matriz del material aluvial, favoreciendo la concentración superficial residual de clastos de mayor diámetro sobre el remanente de cara libre, lo que incrementa aún más su estabilidad relativa. Este modelo es coherente con lo observado durante los terremotos compresivos de El Asnam, Argelia (Philip y Meghraoui 1983) y de San Fernando, California (Kahle 1975), en donde la pendiente inicial máxima alcanzada por una escarpa de pliegue al momento de su formación, está en el orden del ángulo de reposo de materiales fanglomerádicos débilmente consolidados (Tapponnier *et al.* 1990).

La superficie remanente de cara libre presenta inclinaciones máximas variables entre 29° y 37.8°, siendo más frecuentes los valores pertenecientes a los rangos 29°-31° y

33,1°-35°. Los valores obtenidos son coherentes con los ángulos de reposo (ángulos de fricción interna) determinados para materiales similares (Carson 1977, Pitts 1984 y Rahn 1996), y las variaciones encontradas (29° a 37,8°) responden fundamentalmente a las interacciones entre el grado de redondez de la partícula, el estilo de empaquetamiento y el tipo de estructura dominante en el depósito (Mingorance 2004).

En general, las mayores inclinaciones del elemento de pendiente remanente de cara libre, fueron observadas en materiales subangulares a subredondeados, con empaquetamiento suelto a denso y con estructura clasto - dominante (Mingorance 2004).

La buena preservación de este elemento de pendiente, luego de 140 años de exposición, se debe fundamentalmente a la gran estabilidad relativa que le proporciona el control por fricción interna de los materiales que componen su superficie, al clima árido térmico dominante en la región y a su condición de bajo relieve. El desarrollo parcial y localizado de una aparente armadura de clastos, concentrados residualmente por la remoción eólica de los materiales superficiales más finos integrantes de la matriz del depósito, también contribuiría a incrementar la estabilidad relativa de la superficie.

El material aluvial colapsado desde el bloque levantado (ahora coluvial), y depositado sobre la base de la escarpa (Fig. 12), fue acumulado por la acción combinada de la gravedad (componente vertical) y de la energía cinética inicial (componente horizontal) resultante del impulso mecánico de la deformación cosísmica súbita ocurrida en un sentido determinado. La secuencia coluvial así formada, estaría entonces influenciada por la fricción de deslizamiento del material en movimiento (Mingorance 2004).

En materiales débilmente consolidados, las superficies controladas por la fricción de deslizamiento presentan ángulos menores a las superficies controladas por la fricción estática, ángulo de reposo (Melton 1965).

La superficie inferior pendiente de colapso, presenta inclinaciones variables entre 14° y 24°, siendo más frecuentes los valores pertenecientes al rango 14°-16° (Mingorance 2004).

La fricción de deslizamiento, resultante de

la fricción entre dos planos, depende de la dureza y rugosidad de las superficies involucradas, del área y número de puntos de contacto entre los planos, de la presión de poros y de la fuerza gravitacional (Rahn 1996). Variaciones en las características generales del depósito aluvial, en lo que respecta a grado de redondez de la partícula, estilo de empaquetamiento y tipo de estructura dominante, ocasionarían también variaciones en la fricción de deslizamiento del material involucrado (Mingorance 2004).

En la secuencia de formas identificada en la escarpa de falla compresiva reactivada en tiempos históricos (Escarpa Villavicencio Sur), no se observa claramente una superficie de lavado desarrollada entre la superficie original inferior y la pendiente de colapso (véase Fig. 14). La principal causa de su ausencia estaría relacionada a la relativa estabilidad de los elementos de pendiente identificados y fundamentalmente a su bajo relieve. Se estima que dicho elemento de pendiente sería activo, y posiblemente dominante, cuando avance significativamente la degradación efectiva del elemento remanente de cara libre (Mingorance 2004).

Los perfiles morfométricos se midieron en estaciones topográficas y morfométricas científicamente seleccionadas, siendo las más representativas de la escarpa Villavicencio Sur las mostradas en la figura 9.

Los perfiles correspondientes a las estaciones E1 y E3 (Figs. 9 y 10), por ejemplo, se caracterizan por presentar evidencias geomorfológicas indicativas de la ocurrencia de fallamiento secundario normal (extensión local) en el bloque levantado, localizadas a unos 25 m hacia el W del trazo de falla compresivo. En los sectores donde la deformación compresiva múltiple alcanzó la máxima migración hacia el E (Estaciones E1 y E71), se desarrollaron además aparentes escarpas bulldozed (como las definidas en Lettis y Kelson 2000) en el extremo oriental de la compresión (Mingorance 2004).

Los perfiles correspondientes a las estaciones E2 y E8 (Figs.9 y 10), por otro lado, muestran características particulares que los diferencian de los anteriores. Estos perfiles representan a una escarpa de falla compresiva compuesta reactivada por deformación histórica acontecida fundamentalmente en

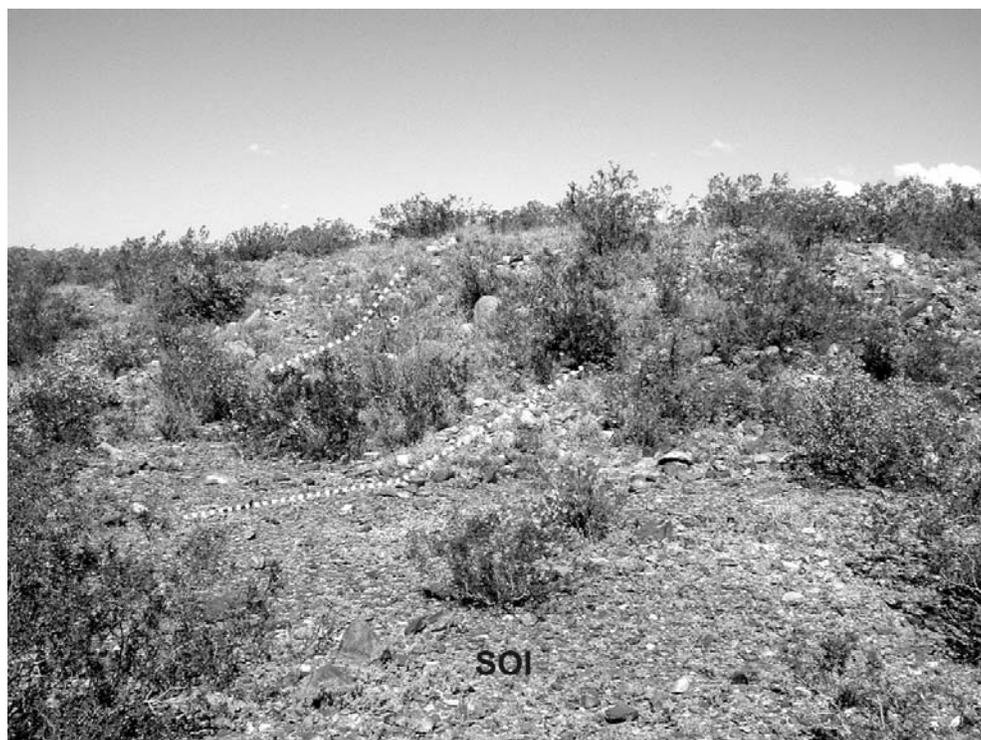


Figura 14: Vista oblicua local de la escarpa Villavicencio Sur, mostrando los quiebres de pendiente que definen el límite aproximado entre los diferentes elementos de pendiente que componen el frente de escarpa histórico. El quiebre de pendiente inferior señala el límite entre la superficie original inferior (SOI) y la pendiente de colapso, mientras que el quiebre superior marca el límite entre la pendiente de colapso y el remanente de cara libre controlado por el ángulo de fricción interna de los materiales afectados por la deformación (simplificado de Mingorance 2004).

el frente de escarpa, en donde la cantidad de migración hacia el Este fue significativamente menor (Mingorance 2004).

La deformación histórica afectó, y consumió parcialmente, a una escarpa de falla preexistente, cuyos remanentes se preservan principalmente en el bloque levantado de la escarpa compuesta, y excepcionalmente en el bloque descendido (Fig. 11).

Los parámetros dimensionales resultantes de la evaluación morfométrica de la escarpa compresiva compuesta Villavicencio Sur (Cuadro 5), indican que la cantidad de deformación vertical histórica fue escasamente superior a la deformación prehistóri-

ca previa almacenada en el registro geomorfológico (Mingorance 2004).

La cuantificación morfométrica y la caracterización geomorfológica de las escarpas Villavicencio Norte, San Francisco y Puesto El Totoral, son discutidas en detalle en Mingorance (2004).

Una geoforma aproximadamente comparable a la escarpa Villavicencio Sur, aunque ya degradada, sería la escarpa de pliegue compuesta Luo Tuo Chen reactivada por el terremoto de Gaotai (M: 7,5) ocurrido en el 180 A.D. en el Tibet nororiental (Tapponnier *et al.* 1990). Esta geoforma de unos 2 km de longitud, formada aparente-

mente por dos eventos de fallamiento que le confirieron una amplitud total de aproximadamente 3,20 m, no exhibe la secuencia de formas relacionada al último evento de deformación cosísmica (Tapponnier *et al.*, 1990), ya que la misma fue suavizada por el proceso de degradación.

La Escarpa Villavicencio Sur, en la cual se pueden observar elementos de pendiente distintivos, podría representar a la equivalente histórica de la Escarpa Luo Tuo Chen.

CONCLUSIONES

Entre las principales conclusiones que se desprenden del presente trabajo, se destacan:

- El aporte de nuevos datos y parámetros científicos que favorecen la correlación entre las evidencias geomorfológicas de fallamiento histórico identificadas al norte del cerro La Cal y la ocurrencia del terremoto de Mendoza del 20 de marzo de 1861.
- La caracterización de los parámetros hipocentrales y geológicos para el mayor evento sísmico ocurrido en el territorio provincial desde 1782.
- La ruptura superficial histórica identificada al norte del cerro La Cal, produjo dos secciones de escarpas de falla de 3,5 km (2,5

CUADRO 5: Parámetros dimensionales y morfométricos de la Escarpa Villavicencio Sur reactivada en tiempos históricos. AM : Angulo Máximo medido en la parte histórica de la escarpa compuesta (simplificado de Mingorance, 2004).

Estación	Desplazamiento Histórico	AM	Desplazamiento Total (H + Ph)	Geoforma
E1	1.05 – 1.10 m	32°	2.30 m	Escarpa Compuesta
E2	1.35 – 1.60 m	37.8°	2.60 m	Escarpa Compuesta
E3	1.20 – 1.45 m	32.8°	2.30 m	Escarpa Compuesta
E8	0.80 – 1.00 m	36.3°	1.90 – 1.95 m	Escarpa Compuesta
E60	1.35 – 1.40 m	34.8°	2.25 m	Escarpa Compuesta
E70	1.10 – 1.30 m	32.8°	2.20 – 2.40 m	Escarpa Compuesta
E71	1.10 – 1.35 m	36.7°	1.95 – 2.10 m	Escarpa Compuesta

km + 1 km) y 0,6 km respectivamente.

- Cuatro familias de escarpas de falla asociadas al evento de 1861, han sido reconocidas, caracterizadas y cuantificadas al norte del cerro La Cal (Escarpas Villavicencio Sur, Villavicencio Norte, San Francisco y Puesto El Totoral).

- La escarpa Villavicencio Sur representa a la escarpa de falla principal compuesta reactivada en tiempos históricos por fallamiento compresivo migrando al este.

- La cuantificación morfométrica de la escarpa compuesta Villavicencio Sur, indica que la deformación superficial histórica es escasamente superior a la cantidad de deformación prehistórica previa.

- La presentación de un modelo simple para explicar la evolución geomorfológica de una escarpa de pliegue formada por plegamiento por propagación de falla superficial afectando a materiales no cohesivos o débilmente consolidados. La secuencia de formas está definida por dos elementos de pendiente relacionados y con diferente inclinación, (a) el remanente de cara libre, controlado por la fricción interna de los materiales afectados por el fallamiento histórico, y (b) la pendiente de colapso, controlada entre otros factores por la energía cinética inicial de la deformación, por la gravedad y por la fricción de deslizamiento de los materiales colapsados.

- Las evidencias geomorfológicas de fallamiento secundario normal desarrollado en el bloque levantado de la escarpa compuesta Villavicencio Sur, se localizan a unos 25 m al oeste del trazo de falla compresivo.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al Instituto Nacional de Prevención Sísmica por facilitar gentilmente la solución del mecanismo focal para el evento sísmico ocurrido el 23 de Agosto de 2005 en la zona de falla La Cal.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aki, K. 1989. Geometric features of a fault zone related to the nucleation and termination of an earthquake rupture. En Schwartz, D. y Sibson, R (eds.) Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination.

- U.S. Geological Survey. Open-File Report 89-315: 1 - 9.
- Ambraseys, N., y Finkel, C. 1988. The Anatolian earthquake of 17 August 1668. En Lee, W., Meyers, H., and Shimazaki, K. (eds.) Historical Seismograms and Earthquakes of the World. Academic Press, 173 - 180, New York.
- Angelier, J., Lee, J., Hu, J., y Chu, H. 2003. Three dimensional deformation along the rupture trace of the September 21st, 1999, Taiwan earthquake: a case study in the Kuangfu school. *Journal of Structural Geology* 25: 351 - 370.
- Avouac, J., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. y Wang, G. 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research* 98: 6755 - 6804.
- Bastías, H., Tello, G., Perucca, L., y Paredes, J., 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 6(1): 645-658, Mendoza.
- Berberian, M. 1979. Earthquake faulting and bedding thrusts associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of 16 september 1978. *Seismological Society of America, Bulletin* 69: 1861-1887.
- Bettini, F. 1980. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 579-581.
- Bilham, R., y Yu, T. 2000. The morphology of thrust faulting in the 21 September 1999, Chichi, Taiwan earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences* 18: 351-367.
- Bucknam, R., y Anderson, R., 1979. Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope angle relationship. *Geology* 7: 11-14.
- Bull, W., y Pearthree, P. 1988. Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitayachi fault, northwestern Sonora, Mexico. *Seismological Society of America, Bulletin* 78: 956-978.
- California Division of Mines and Geology 1975. San Fernando, California earthquake of 9 February 1971. Oakeshott, G. (ed.) California Division of Mines and Geology, Bulletin 196: 463 p.
- Carson, M. 1977. Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. *Earth Surface Processes*, 2: 363 - 380.
- Carver, G. 1987. Geologic criteria for recognition of individual paleoseismic events in compressional tectonic environments. En Crone, A. y Omdahl, E. (ed.): *Directions in Paleoseismology*. USGS, Open - File Report 87(673): 115-128.
- Castellanos, A. 1945. El terremoto de San Juan. En *Cuatro Lecciones Sobre Terremotos*. Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, Ciclo de Carácter General, Publicación 6: 79-242.
- Cirvini, S. 1989. Los geólogos y el terremoto (1861 - 1862). Instituto Argentino de Investigaciones de Historia de la Arquitectura y del Urbanismo, La estructura profesional y técnica en la construcción de Mendoza 1(2): 61-78, Editorial Urbion, Mendoza.
- Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastías, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G. y Haller, K. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina. USGS, Open-File Report 00 - 0108, 76p.
- Crone, A., Machette, M., Bonilla, M., Lienkaemper, J., Pierce, K., Scott, W., y Bucknam, R. 1987. Surface faulting accompanying the Borah Peak earthquake and segmentation of the Lost River fault, Central Idaho. *Seismological Society of America, Bulletin* 77: 739-770.
- Díaz, W. 1861. Dr. Wenceslao Díaz, miembro de la Comisión Médica de Chile enviada a socorrer las víctimas del terremoto. En Verdaguier, J. (1932): *Historia eclesiástica de Cuyo* 2(16) (Narraciones de los testigos de vista, relativas al terremoto de Mendoza del 20 de marzo de 1861): 407-430.
- Forbes, D. 1861. Informe sobre el terremoto de Mendoza. *Revista de la Junta de Estudios Históricos de Mendoza* (10): 111-120, Primera Epoca (1938), Mendoza.
- Fossa Mancini, E. 1939. Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. *Boletín de Informaciones Petroleras* 179: 45-78.
- Gordon, F. 1971. Faulting during the earthquake at Meckering, Western Australia - 14 October 1968. *Bulletin of the Royal Society of New Zealand* 9: 95-96.
- Grapes, R., y Downes, G. 1997. The 1855 Wairarapa, New Zealand, Earthquake - Analysis of historical data. *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering* 30(4): 271-368.
- Hanks, T., y Wallace, R. 1985. Morphological analysis of the Lake Lahontan and Beach-

- front scarps, Pershing County, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75: 835-846.
- Hart, E., Bryant, W. y Treiman, J. 1993. Surface faulting associated with the June 1992 Landers Earthquake, California. *California Geology* 46(1): 10-16.
- Hirano, S., Nakata, T., y Sangawa, A. 1986. Fault topography and Quaternary along the Philippine fault zones, central Luzón, the Philippines. *Journal of Geography* 95(2): 71-96.
- Huidobro, C. 1862. Informe Huidobro. Archivo Histórico de Mendoza, Carpeta 232, Documento 23. En : La estructura profesional y técnica en la construcción de Mendoza 2: (Los geólogos y el terremoto, 1989): 61-78, Mendoza.
- Hull, A. 1987. Paleoseismic slip at reverse faults. En Crone, A. y Omdahl, E. (eds.) *Directions in Paleoseismology*. USGS, Open File Report 87(673): 262-270.
- Ikedo, Y. 1983. Thrust-front migration and its mechanisms: Evolution of intraplate thrust fault systems. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* 15: 125-159.
- INPRES 1977. Zonificación Sísmica de la República Argentina. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación Técnica 5, 38 p.
- INPRES 1978. Determinación de los coeficientes sísmicos zonales para la República Argentina. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación Técnica 6, 27 p.
- INPRES 1985. El terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Informe General, 137 p.
- INPRES 1986. Características principales del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación Técnica 11, 43 p.
- INPRES, 1989. Seismic microzonation of Gran Mendoza, Argentina. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Executive Summary 2, 121 p.
- Irigoyen, M., Brown, R., y Buchan, K. 1999. Cronología neogénica de los depósitos sinorogénicos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Norte de Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 63-64, Salta.
- Kahle, J. 1975. Surface effects and related geology at the Lakeview fault segment of the San Fernando Fault Zone. En Oakeshott, G. (ed.) *San Fernando, California earthquake of 9 February 1971*. California Division of Mines and Geology, Bulletin 196: 119-135.
- Koto, B. 1893. On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *Journal of the College of Science, Imperial University of Japan* 5(4): 296-353.
- La Tribuna 1861. Diario de Observaciones. Periódico La Tribuna. Buenos Aires. 26-28 de mayo de 1861. En *Revista de la Junta de Estudios Históricos de Mendoza* (10) Primera Epoca (1938): 119-120, Mendoza.
- Lee, J., Rubin, C., Mueller, K., Chen, Y., Chan, Y., Sieh, K., Chu, H. y Chen, W. 2004. Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp: a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu fault at Wufeng, western Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 263-273.
- Lettis, W. y Kelson, K. 2000. Applying geochronology in paleoseismology. En Stratton Noler, J., Sowers, J. y Lettis, W. (eds.) *Quaternary Geochronology: Methods and applications*. AGU reference shelf 4: 479-496.
- Loos, P. 1907. Estudios de sismología. Los movimientos sísmicos de Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas* 3(1): 1-38.
- Loos, P. 1926. Los terremotos del 17 de diciembre de 1920 en Costa de Araujo, Lavalle, La Central, Tres Portañas. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de la Plata, Contribuciones Geofísicas* 2: 129-158.
- Loos, P. 1928. El terremoto argentino-chileno del 14 de abril de 1927. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de la Plata, Contribuciones Geofísicas* 1(2): 67-106.
- Lyell, C. 1856. Sur les effets du tremblement de terre du 23 Janvier, 1855, á la Nouvelle Zélande. *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 2*(13): 661-667.
- Lyell, C. 1868. *Principles of Geology* 2, 10th edition, John Murray, London.
- Machette, M. 1982. Quaternary and Pliocene faults in the La Jencia and southern part of Albuquerque - Belen basins, New Mexico: Evidence of fault history from fault-scarp morphology and Quaternary geology. *New Mexico Geological Society Guide Book, 33rd Field Conference*. Albuquerque Country 2: 161-169.
- Matsuda, T., Yamazaki, H., Nakata, T., e Imaizumi, T. 1980. The surface faults associated with the Rikuu earthquake of 1896. *Earthquake Research Institute, University of Tokyo Bulletin* 55: 795-855.
- Mayer, L. 1984. Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quaternary Research* 22: 300-313.
- Melton, M. 1965. Debris-covered hillslopes of the Southern Arizona desert - Consideration of their stability and sediment contribution. *Journal of Geology* 73: 715-729.
- Mingorance, F. 1999. Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica reciente asociada a la falla de empuje activa La Cal, segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales de Argentina - Chile. 17^o Jornadas de Investigación de la Universidad Nacional de Cuyo, Secretaría de Ciencia y Técnica, UNCuyo. 4 y 5 de Noviembre de 1999. Actas: 237, Mendoza.
- Mingorance, F. 2000. Caracterización de la geometría de la zona de fallamiento activo La Cal, Mendoza - Argentina. 9^o Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 800-804, Puerto Varas.
- Mingorance, F. 2001a. Parámetros geológicos de la deformación superficial cosísmica asociada al Terremoto de Mendoza de 1861 (Ms: 7,0), Argentina. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Solid Earth Geophysics, Actas TS27: 1316-1319, Salvador.
- Mingorance, F. 2001b. Deformación tectónica cuaternaria y migración del frente de empuje del Cerro La Cal - Implicancias paleosísmicas. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Solid Earth Geophysics, Actas TS27: 1276-1279, Salvador.
- Mingorance, F., 2001c. Mecanismo y parámetros dimensionales de la deformación cosísmica asociada al terremoto de Mendoza del 20 de Marzo de 1861 (Ms: 7,0). *Jornadas de Investigación de la Universidad Nacional de Cuyo, Secretaría de Ciencia y Técnica, UNCuyo*, Actas: 177-178, Mendoza.
- Mingorance, F. 2004. Paleosismología histórica de la falla de corrimiento activa la Cal, Norte de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito) 287 p.
- Morey, F. 1938. Los temblores de tierra - Mendoza Sísmica. Editorial D' Accurzio, 103 p., Mendoza.
- Ota, Y., Horino, M., y Survey Group on Disasters. 1995. Notes on the earthquakes fault on Awaji Island, associated with the 1995 Hyogoken - nanbu earthquake and disasters.

- Geographical Survey Institute, *Journal of Geography* 104: 143-155 (en japonés).
- Pasotti, P. 1945. Los terremotos. En Cuatro Lecciones Sobre Terremotos, Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, Ciclo de Carácter General, Publicación 6: 7-75.
- Philip, H. y Meghraoui, M. 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics* 2: 17-49.
- Pitts, J. 1984. A manual of geology for civil engineers. World Scientific Publishing, 216 p., Singapore.
- Ponte, J., 1984. Mendoza - Génesis del trazado de la nueva ciudad (1861 - 1863). D.A.N.A., 18: 103-118.
- Rahn, P. 1996. Engineering geology: An environmental approach. Prentice Hall (2e), 657 p., New Jersey.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes, 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America, Special Paper* 218: 31-54.
- Regairaz, A., y Zambrano, J. 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el Norte de la provincia de Mendoza (Andes Centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). *Bamberger Geographische Schriften* Bd. 11: 1-21, Bamberg.
- Research Group for Active Faults of Japan 1992. Maps of active faults in Japan with an explanatory text. University of Tokyo Press, 73 p., Tokyo.
- Schávelzon, D. 1998. Las Ruinas de San Francisco: Arqueología e historia. Schávelzon, D. (coordinador), Editorial Tintar, 335 p., Mendoza.
- Serva, L., Blumetti, A., y Michetti, A. 1986. Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 Gennaio 1915), tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture. *Memorias Società Geologica Italiana* 35: 893-907.
- Sieh, K. 1978. Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. *Seismological Society of America, Bulletin* 68: 1421-1428.
- Slemmons, D. 1957. Geological effects of the Dixie Valley - Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954. *Seismological Society of America, Bulletin* 47: 353-375.
- Stewart, I. y Hancock, P., 1990. What is a fault scarp? *Episodes* 13(4): 256-263.
- Tapponnier, P., Meyer, B., Avouac, J., Peltzer, G., Gaudemer, Y., Guo, S., Xiang, H., Yin, K., Chen, Z., Cai, S. y Dai, H. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 97: 382-403.
- Varas, A. 1861. El terremoto de Mendoza. *Revista de Sud-América* 1: 697, Valparaíso.
- Verdaguer, J. 1932. Historia eclesiástica de Cuyo. (Narraciones de testigos de vista relativas al terremoto de Mendoza del 20 de marzo de 1861) 2, 1361 p. Tipográfica Salesiana, Milano.
- Volponi, F. 1962. Aspectos sismológicos del territorio argentino. *Primeras Jornadas Argentinas de Ingeniería Antisísmica, Actas* 1: 51-83.
- Volponi, F. 1976. El riesgo sísmico en el territorio argentino. *Anales de la Sociedad Científica Argentina, Serie 2, Ciencias Aplicadas*, 42: 37-44.
- Volponi, F. 1979. La sismicidad del territorio argentino. *Anales de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 31: 215-227.
- Wallace, R. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north - central Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1267-1281.
- Wallace, R. 1984. Fault scarps formed during the earthquakes of October 2, 1915, Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implications. USGS, Professional Paper 1274-A: A1-A33.
- Wells, D. y Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(4): 974-1002.
- Yamazaki, N. 1896. Preliminary report of the Rikuu earthquake. Report of the Imperial Earthquake Investigating Commission 11: 50-74 (Japonés).
- Yeats, R., Sieh, K. y Alen, C. 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press, 568 p., New York.
- Zhang, B., Liao, Y., Guo, S., Wallace, R., Bucknam, R. y Hanks, T. 1986. Fault scarps related to the 1739 earthquake and seismicity of the Yinchuan graben, Ningxia Huizu Zizhiqu, China. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76 (5): 1253-1287.

Recibido: 30 de junio, 2006

Aceptado: 15 de noviembre, 2006