

La migración del frente de corrimiento neotectónico de las Sierras Pampeanas y su impronta morfológica

Carlos COSTA¹

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.

E-mail: costa@unsl.edu.ar

Editores invitados: Mariano Larrovere, Pablo Alasino y Sebastián Rocher

RESUMEN

La actividad de los sistemas de fallas vinculados al levantamiento neógeno de la mayoría de las Sierras Pampeanas, parece haber migrado hacia las cuencas adyacentes. Esto ha dado lugar al desarrollo de cerrilladas pedemontanas con elongación paralela a la escarpa serrana principal, que usualmente exponen un sustrato pre-cuaternario coronado por depósitos aluviales con un espesor generalmente <10 m. Estos rasgos morfotectónicos (*piedmont forelands* o *forebergs*) están marginados por la falla morfogénica principal, cuya actividad ha cesado y por la estructura propagante hacia la cuenca que concentra los movimientos más recientes. Las estructuras cuaternarias propagantes en el piedemonte, presentan el mismo estilo estructural que las estructuras morfogénicas principales. Los *piedmont forelands* también pueden ser interpretados mediante anomalías del drenaje, vinculadas con la existencia de un sustrato pre-cuaternario somero en el sector proximal del piedemonte serrano. Como consecuencia del proceso de migración del frente de levantamiento neotectónico, el depocentro de los sedimentos resultantes del levantamiento neógeno de bloques no está localizado al pie de la estructura morfogénica principal, sino que se desarrollan en el labio bajo de la zona de deformación frontal activa. El concepto de *piedmont foreland* se considera útil para el análisis neotectónico en los frentes de levantamiento Pampeanos, donde generalmente se constata que la actividad más reciente no coincide con el rasgo morfológico más notorio, constituido por el quiebre de pendiente en la unión sierra-piedemonte. En la presente contribución se describen ejemplos de este rasgo morfotectónico en diversos bloques Pampeanos.

Palabras clave: *neotectónica, Sierras Pampeanas, frente de levantamiento, piedmont forelands.*

ABSTRACT

The neotectonic thrust front migration of the Pampean Ranges and its morphologic imprint.

The youngest activity of fault systems bounding most of the Pampean Ranges (Sierras Pampeanas) seems to have migrated basin-wards during the Neogene uplift of these blocks. This fact has given rise to the development of hillocks in the piedmont environment, coaxial to the main morphogenic fault, which may expose a pre-Quaternary substratum topped by thin alluvial deposits (< 10m). These features termed as *piedmont forelands* or *forebergs*, define a piedmont strip bounded by the main morphogenetic fault, whose activity has ceased, and by the propagating fault which concentrates the youngest fault activity. The propagating Quaternary structures exhibit the same structural style as the main morphogenetic faults. *Piedmont forelands* can also be interpreted through drainage anomalies suggesting a barely cropping pre-Quaternary substratum in the piedmont proximal zone. As a consequence of the basinward migration of the active thrust front, the main depocenter of the sediments related to the Neogene block uplift is not adjacent to the main morphogenetic fault but is located at the down-thrown side of the active frontal fault. It is considered that the *piedmont foreland* concept is useful for the neotectonic analysis of the Pampean uplift fronts, where the most recent activity is not coincident with the main hillslope break represented by the range-piedmont junction. In this contribution, examples of *piedmont forelands* in several Pampean block uplifts are described.

Keywords: *neotectonic, Sierras Pampeanas, uplift fronts, piedmont forelands.*

INTRODUCCIÓN

Las relaciones entre tectónica, sedimentación y morfologías resultantes en los frentes montañosos marginados por fallas normales o transcurrentes son bastante conocidas y han sido tradicionalmente ilustradas en la bibliografía (Blackwelder 1928, Twidale 1971, Bull y McFadden 1977, Wallace 1977, Morisawa y Hack 1985, Keller y Pinter 2002, entre otros). En dichos ejemplos se observa que la estructura responsable de la morfogénesis, se localiza en el quiebre topográfico determinado por la unión montaña-piedemonte, dando lugar a una importante acumulación de depósitos aluviales coalescentes en el pie de escarpa. Por el contrario, las relaciones entre el fallamiento causativo y las morfologías resultante en los frentes montañosos marginados por fallas inversas son menos conocidas (Bull 2008). En este tipo de contexto morfotectónico, como es el caso de las Sierras Pampeanas de Argentina, no se preservan morfologías primarias relacionadas

con estructuras morfogénicas principales, las cuales se encuentran además usualmente cubiertas por un talud de detritos o por depósitos aluviales (Costa 1996). Los planos de fracturas expuestos en el labio elevado, pueden corresponder más bien a fallamiento secundario o antitético y no a la falla que ha concentrado el levantamiento serrano (Philip y Megrahoui 1983, Costa 1996, Yeats *et al.* 1997, Burbank y Anderson 2011, entre otros). Dado que la expresión en el terreno de las estructuras morfogénicas más relevantes puede ser soslayada o confundida con geformas no tectónicas, el reconocimiento de evidencias morfológicas diagnósticas de actividad neotectónica mediante análisis del terreno resulta complejo.

En ambientes compresivos semejantes, como las Rocky Mountains de USA, la migración del frente montañoso se ha documentado como un proceso fósil (Erslev y Rodgers 1993, Schmidt *et al.* 1993, entre otros), mientras que las Sierras Pampeanas (Fig. 1) ofrecen la posibilidad de analizar esta situación en el marco de procesos tectónicos activos (Jordan y Allmendinger 1986). Por lo tanto, el análisis morfotectónico de los frentes de levantamiento neotectónico aporta relevante información respecto a la evolución neógena de los bloques pampeanos.

En el piedemonte adyacente a muchas de las Sierras Pampeanas, se observa generalmente que el espesor de los depósitos cuaternarios proximales a la estructura morfogénica principal es exiguo (< 10 m). Asimismo, la ubicación de las fallas con actividad tectónica más reciente (cuaternaria) no coincide con el quiebre topográfico que destaca la unión serranía-piedemonte, sino que las mismas están localizadas en el ambiente pedemontano (Fauqué y Strecker 1987, Costa 1999, Costa *et al.* 1998, 2014, 2018, Roth *et al.* 2019).

La transferencia de la actividad tectónica a corrimientos propagantes (ciegos o aflorantes) hacia la cuenca (*basin-ward splays*), es un proceso bien documentado en fajas plegadas y corridas (Boyer y Elliot 1982, entre otros). Sin embargo, la migración de la actividad tectónica con posterioridad al levantamiento de un macizo cristalino marginado por fallas inversas ha sido menos estudiada (Bull 2008). Entre

los escasos antecedentes, pueden citarse las contribuciones de Ikeda (1983), Beanland *et al.* (1986), Beanland y Barrow-Hurlbert (1988), Beanland y Berryman (1989) e Ishiyama *et al.* (2004). A su vez, Ikeda (1983), Bayasgalan *et al.* (1999a, 1999b) y Carretier *et al.* (2002) han descripto también la ocurrencia de *piedmont forelands* en montañas marginadas por fallas transcurrentes con componente compresiva.

Las complejidades más arriba enunciadas, sugieren que el reconocimiento de la migración del frente de corrimiento activo y sus características morfotectónicas, resulta relevante como guía para la localización de estructuras con actividad cuaternaria con representación morfológica dudosa o no evidente. Se presentan aquí ejemplos de *piedmont forelands* reconocidos en las Sierras Pampeanas, con diferentes estados evolutivos y preservación, no como un relevamiento sistemático de este rasgo morfotectónico, sino con el propósito de llamar la atención sobre sus características y significado.

CONTEXTO TECTÓNICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Las Sierras Pampeanas han sido tradicionalmente consideradas como una entidad geológica separada del orógeno Andino. Ello posiblemente haya generado concepciones respecto a la importancia de la Orogenia Andina en general y de las deformaciones neotectónicas en particular en esta región. Las contribuciones de Jordan *et al.* (1983), Jordan y Allmendinger (1986) y numerosos trabajos posteriores, destacaron a las Sierras Pampeanas como una de las singularidades en superficie resultantes de la subducción subhorizontal de la placa de Nazca entre los 27° y los 33° de latitud sur. De ello resulta que aunque la definición geográfica de los Andes refiere solamente a las cordilleras occidentales del territorio argentino, la "zona orogénica Andina" y los procesos de construcción de relieve asociados incluye también al antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas. Por lo tanto, desde el punto de vista morfotectónico esta región está estrechamente asociada a los procesos orogénicos andinos, alcanzando

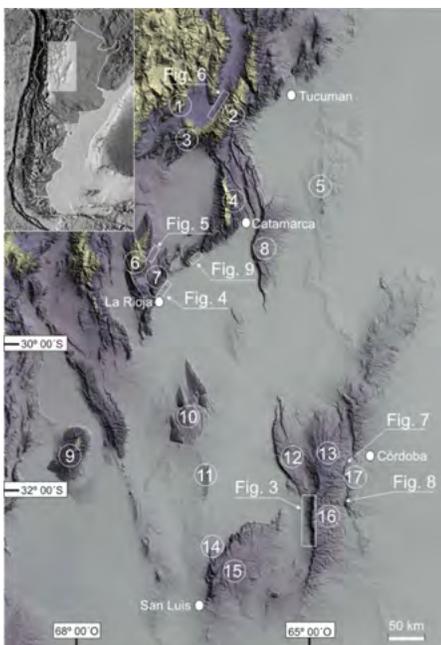


Figura 1. Ubicación y extensión geográfica de las Sierras Pampeanas. Los números encerrados por círculos corresponden a las sierras de 1. Hualfin, 2. Aconquija, 3. Capillitas, 4. Ambato, 5. Guasayán, 6. Velasco Occidental, 7. Velasco Oriental, 8. Ancasti, 9. Pie de Palo, 10. Chepes, 11. Ulapes, 12. Pocho, 13. Grande de Córdoba, 14. Socoscora, 15. San Luis, 16. Comechingones, 17. Chica de Córdoba. Ver detalles en el texto. Modelo de elevación digital del terreno obtenido de <https://www.eorc.jaxa.jp/>, último acceso, 17/05/2019.

en algunos cordones como la sierra de Aconquija (Fig. 1) alturas superiores a los 5.000 m.s.n.m.

El acortamiento cortical que determinó el levantamiento neotectónico y configuración actual de los bloques pampeanos, ha sido vinculado con el inicio de la subhorizontalización de la placa de Nazca durante los últimos 7-10 Ma (Yañez *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002). Dentro de tal contexto se especula que la migración hacia el este del magmatismo, registrado principalmente en las sierras de San Luis y Córdoba (Kay *et al.* 1991, Kay y Abbruzzi 1996), facilitó la fragmentación del antepaís y el levantamiento neotectónico de los bloques serranos (Ramos *et al.* 2002, Ramos 2009).

Las estructuras neotectónicas han reactivado en su mayoría discontinuidades heredadas de eventos tectónicos anteriores, tales como el límite entre terrenos exóticos a Gondwana, estructuras de rift desarrolladas entre el Paleozoico superior y el Cretácico y planaridades propias de las fábricas del basamento cristalino (Schmidt *et al.* 1995, Ramos *et al.* 2002, Ramos 2009, Löbens *et al.* 2011, Martino *et al.* 2012, 2016). La importancia en la distribución y características de las deformaciones neotectónicas de estructuras preexistentes oblicuas y transversales a los cordones serranos, ha sido también destacada por Massabie (1987) y Martino *et al.* (2012), entre otros.

La culminación hacia el este de dichos levantamientos parece coincidir con el sector donde se ha interpretado que la placa de Nazca cambia su angularidad y se hunde en el manto (Booker *et al.* 2004, Richardson *et al.* 2012).

González Bonorino (1950) interpretó que las fallas marginales de los bloques serranos están caracterizadas por una geometría lítrica, causante de la marcada asimetría topográfica que caracterizan a dichos bloques. Los mismos están comúnmente marginados en su flanco occidental por fallas inversas con inclinaciones variables entre 30°E y 70°E. Esta ladera serrana o escarpa de falla en sentido amplio, constituye el frente de levantamiento neotectónico o margen activo de las sierras (Fig. 1), concentrándose allí las principales manifestaciones de tectónica cuaternaria (Lencinas y Timonieri 1968, Gordillo

y Lencinas 1979, Jordan y Allmendinger 1986, Fauqué y Strecker 1987, Massabie 1987, Costa 1996, entre otros).

La geometría en subsuelo de estas estructuras es aún materia de especulación. Introcaso *et al.* (1987) interpretaron que el desacople de estas fallas estaba enraizado en la base de la corteza (33-34 km de profundidad). En cambio, Jordan y Allmendinger (1986) y Richardson *et al.* (2012), entre otros, sugirieron que dichas estructuras eran asintóticas a la transición frágil-dúctil de la corteza (15-25 km de profundidad).

La sismicidad regional se caracteriza por presentar una distribución bimodal, distinguiéndose la sismicidad de interplaca localizada entre 90 y 120 km y una sismicidad cortical distribuida en los 25 km más superficiales de la corteza (INPRES 2011, Alvarado *et al.* 2005, Richardson *et al.* 2012). La distribución en planta y en perfil de los registros sísmicos no muestra una correlación con la posición de las fallas morfogénicas neógenas.

“PIEDMONT FORELANDS” EN LAS SIERRAS PAMPEANAS

El hábito morfoestructural de la mayoría de las Sierras Pampeanas estos bloques se caracterizan por un mayor desarrollo areal de una ladera erosiva (borde pasivo) y una ladera corta y abrupta, donde se ha concentrado el fallamiento neógeno (borde activo). En el ambiente pedemontano del borde activo de varios de estos bloques, se han identificado cerrilladas limitadas por fallamiento cuaternario en su flanco externo (hacia la cuenca). El desarrollo evolutivo de estas cerrilladas o *piedmont forelands*, determina un basculamiento de las superficies aluviales contrario a la pendiente pedemontana, destacando un estilo estructural semejante al bloque serrano principal.

En función de su desarrollo y estado evolutivo, los *forebergs* (Florensov y Solonenko 1963, en Kurushin *et al.* 1998) o *piedmont forelands* (Bull 2008), definen una franja de cerrilladas bajas (< 100m) paralela/sub-paralela al frente montañoso principal, en las que se preservan los depósitos aluviales más antiguos. Estas ce-

rrilladas pedemontanas usualmente exponen en su base rocas pre-cuaternarias y están marginadas por escarpas continuas o discontinuas con cara hacia la cuenca, coronadas por depósitos cuaternarios de escaso espesor (usualmente < 10m). El típico patrón distributivo del drenaje pedemontano, se desarrolla en los sectores más distales del piedemonte, luego de haber superado las pendientes anómalas que resultan de la imposición en el relieve del *piedmont foreland*. Los *piedmont forelands* se encuentran comprendidos entre la falla morfogénica principal donde se localiza la unión serranía piedemonte y la zona de deformación frontal activa (Ikeda 1983, Bull 2008). En este sector, la actividad tectónica reciente se manifiesta por el corrimiento de depósitos pre-cuaternarios o rocas del basamento cristalino, sobre depósitos aluviales terciarios (Fig. 2a). La actividad tectónica de la falla localizada en el quiebre topográfico o frente serrano principal parece haber cesado o al menos ser significativamente menor que las tasas de erosión/sedimentación actuales en el frente serrano.

Las fallas vinculadas con el levantamiento de montañas en bloques (*faulted blocks*) pueden ser clasificadas como internas, marginales o externas al macizo serrano (Bull 2008). Con el desarrollo de un *piedmont foreland*, la falla marginal responsable de la morfogénesis principal del bloque elevado se convierte en una falla interna y concentra muy poca actividad tectónica o se inactiva.

Se describen a continuación algunos ejemplos de *piedmont forelands* en las Sierras Pampeanas, confirmados por observaciones de campo o interpretados mediante imágenes aéreas.

Sierra de Comechingones

Se reconoce en el piedemonte serrano un *piedmont foreland* caracterizado por escarpas discontinuas a modo de montes islas a lo largo de ~55 km (Fig. 3). El diseño en planta de estas escarpas parece reflejar la interacción entre estructuras paralelas a la falla morfogénica principal del sistema de fallas de Comechingones y fracturas oblicuas (Costa y Morla 1996). Las estructuras que caracterizan al *piedmont foreland* se unen hacia el sur con las estructuras del frente serrano principal (*re-*

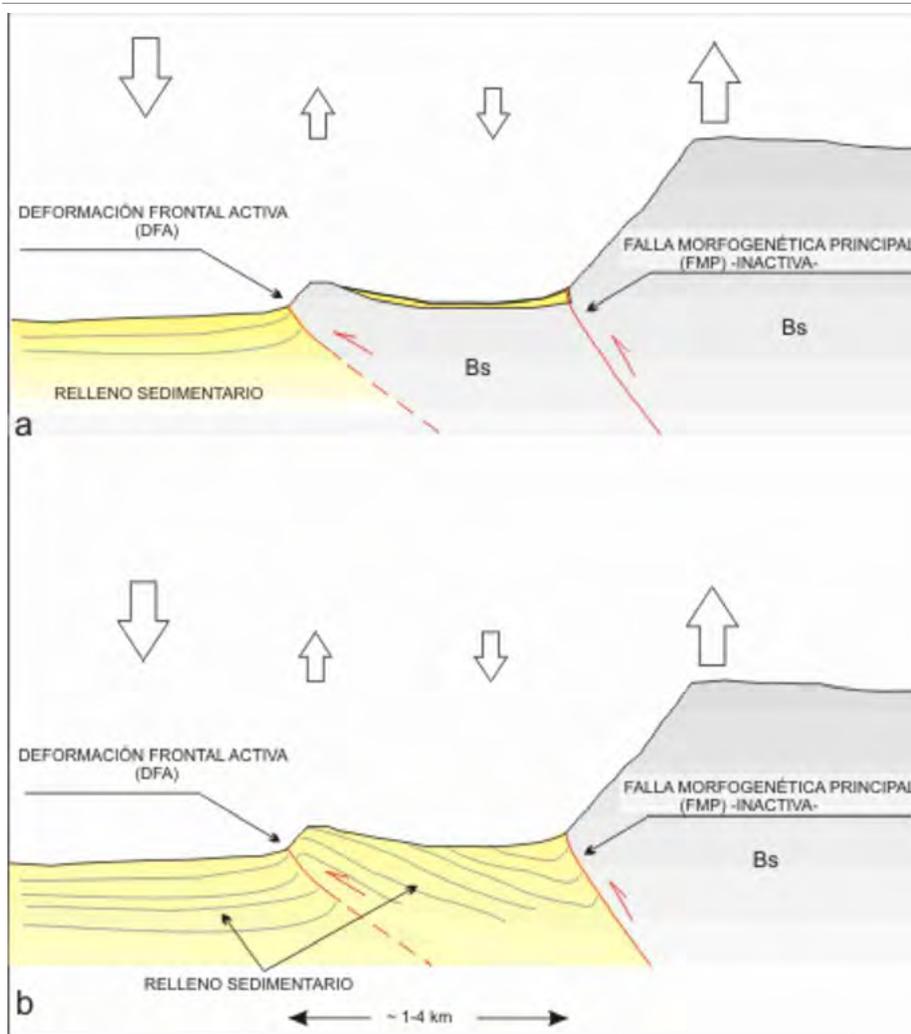


Figura 2. a) Perfil esquemático de un bloque pampeano con desarrollo de un *piedmont foreland* en las Sierras Pampeanas. Se destaca el escaso espesor de los depósitos cuaternarios en la lámina de corrimiento comprendida entre la falla morfogénica principal y la zona de deformación activa. El depocentro de los sedimentos neógenos se encuentra localizado en el labio bajo de la deformación frontal activa. b) Perfil modificado de Ikeda (1983) en el que se destacan las relaciones estructurales de los *piedmont forelands* observadas en frentes montañosos marginados por fallas inversas en Japón y USA. Las flechas indican las componentes relativas de levantamiento y subsidencia. Bs, Basamento.

joining splay), o posiblemente continúan como una estructura no emergente. La expresión en superficie del *piedmont foreland* se desdibuja al hacia el norte, continuando posiblemente en el frente de levantamiento de la sierra de Pocho (Fig. 1). Las superficies aluviales más antiguas preservadas se encuentran basculadas 4°O - 8°O al norte de La Paz (Fig. 3) e inclinadas con pendientes semejantes pero hacia el Este, al sur dicha localidad, sugiriendo variaciones en la geometría del fallamiento subyacente (Costa *et al.* 1998, 2014, 2018). Deformaciones holocenas con tasa de acortamiento de ~1 mm/a han sido descritas en la deformación frontal activa en los alrededores de la localidad

de Merlo (Fig. 3) (Costa y Vita Finzi 1996, Costa *et al.* 2018).

Sierra Chica de Córdoba

La migración del frente de corrimiento neotectónico, sin morfologías diagnósticas asociadas, se ha podido documentar en el Sistema de Fallas de la Sierra Chica de Córdoba.

En el valle de Punilla, la migración del frente activo de fallamiento puede interpretarse a partir de las descripciones de Lencinas y Timonieri (1968), Kraemer y Martino (1993), Kraemer *et al.* (1995), Massabie *et al.* (2006) y Martino *et al.* (2012, 2016), aunque no son claras las escarpas vinculadas al fallamiento cuaternario.

Al sur del embalse San Roque y en los valles de Los Reartes y Calamuchita, también se ha reconocido un frente de fallamiento cuaternario externo al frente serrano. En la zona correspondiente a la deformación frontal activa se reconocen suaves lomadas sin escarpas asociadas u otro tipo de morfología de fallamiento. Estas lomadas están coronadas por una delgada capa de depósitos coluviales/aluviales cuaternarios, que suprayacen a rocas sub aflorantes del basamento cristalino (Massabie y Slafsztein 1991, Costa 2000, 2010, Costa *et al.* 2001, 2014). En los alrededores de la localidad de Villa Carlos Paz se ha documentado un rechazo aparente (mínimo) de ~50m del basamento cristalino sobre sedimentos cuaternarios, sin morfologías primarias vinculadas al fallamiento (Fig. 4) (Costa 2010, Richardson *et al.* 2012, Costa *et al.* 2014, Martino *et al.* 2016). En cercanías de los planos de corrimiento cuaternarios, la desagregación mecánica de las rocas

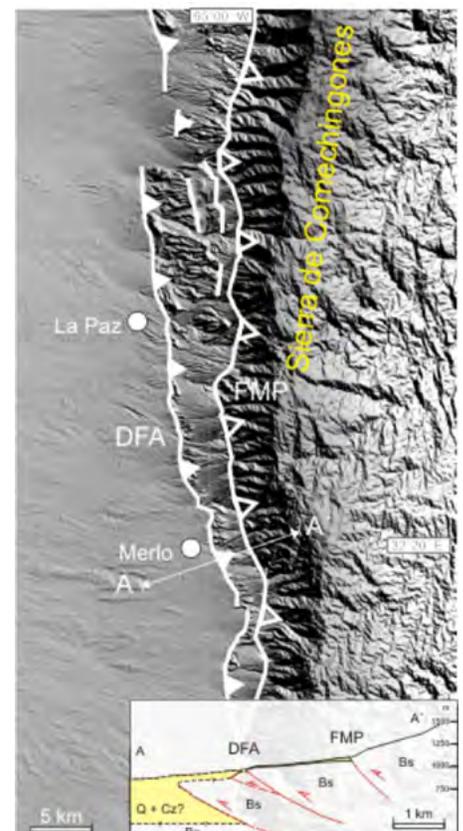


Figura 3. Imposición en el relieve pedemontano del *piedmont foreland* desarrollado en la sierra de Comechingones (ver ubicación en la Figura 1), con perfil interpretativo. FMP, Falla morfogénica principal, DFA, Deformación frontal activa. Modificado de Costa *et al.* (2014, 2018).

del basamento cristalino expuestas en el labio elevado es notoria. El ángulo de fallamiento de los corrimientos cuaternarios en la deformación frontal activa es casi siempre menor ($< 45^\circ$) que en la falla morfogénica principal. Las inclinaciones disminuyen hasta valores muy bajos o incluso rebatidos, quedando ocasionalmente las rocas del labio elevado involucradas en los procesos de reptación de pendientes. Esto ha podido observarse en los alrededores de Villa General Belgrano (Fig. 5), Potrero de Garay y Santa Rosa de Calamuchita. (Costa 2000, 2015, Richardson *et al.* 2012, Costa *et al.* 2014, Martino *et al.* 2016).

Sierra de Velasco

En el piedemonte de la sierra de Velasco Oriental, puede reconocerse el truncamiento de las superficies aluviales más antiguas vinculado a una escarpa pedemontana paralela al frente serrano (deformación frontal activa) (Fig. 6a) (Costa 2008, Casa *et al.* 2010). Dicha escarpa margina a los depósitos aluviales más antiguos (Fig. 6b), mientras que en los más jóvenes se reconoce una flexura monoclinal destacada por el alineamiento de entallamientos epigénicos localizados (Fig. 6c). La interpretación de estas morfologías pedemontanas como resultado de la propagación de corrimientos cuaternarios externos y migración de la actividad tectónica hacia la cuenca (*basin-ward*), es consistente con el estilo estructural descrito en el margen occidental de la cuenca de La Rioja (Fisher *et al.* 2002).

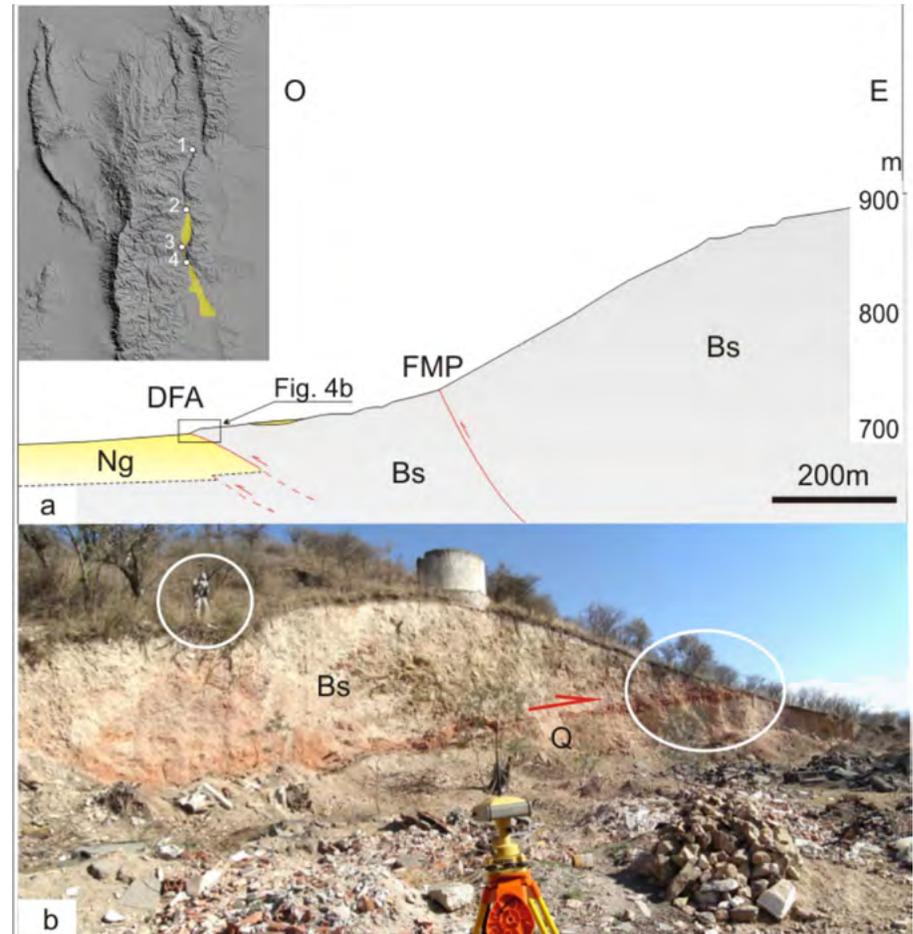
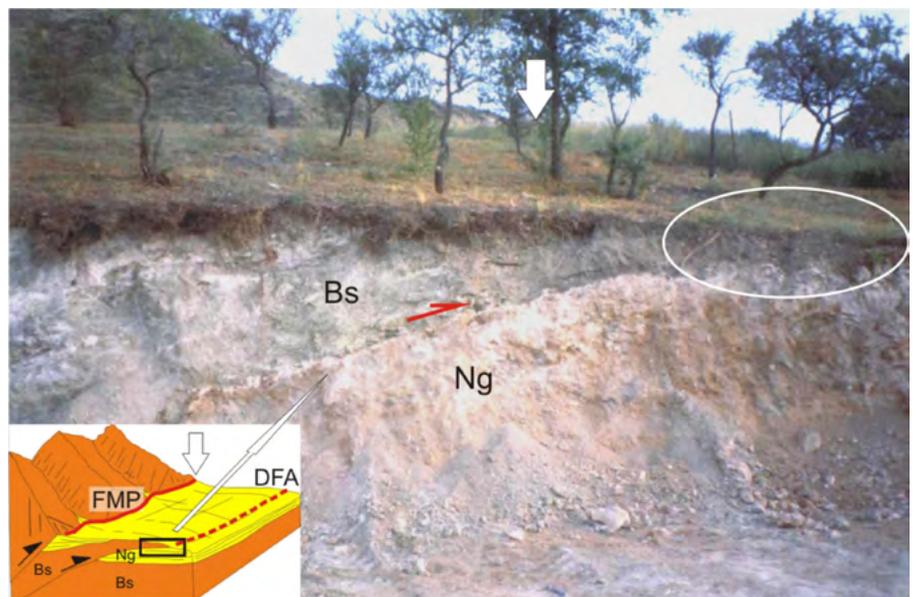


Figura 4. a) Perfil esquemático interpretativo de la ladera occidental de la sierra Chica de Córdoba a la latitud de Villa Carlos Paz, en el que se indica la posición de la falla morfogénica principal (FMP) y de la zona de deformación frontal activa (DFA), donde se concentra la actividad cuaternaria del Sistema de Fallas de la Sierra Chica. Bs, Basamento cristalino, Ng, Sedimentos neógenos. El recuadro muestra la ubicación de las sierras de Córdoba (ver Fig. 1) y las localidades mencionadas en el texto. El área sombreada en amarillo corresponde a la extensión de los valles de Los Reartes y Calamuchita. b) Vista hacia el sur de la exposición de la DFA en la localidad de Villa Carlos Paz ($31^\circ 26' 42.9''\text{S} - 64^\circ 30' 00.1''\text{O}$). El basamento cristalino (Bs) sobrecorre aquí a depósitos del Pleistoceno superior (Q) con un desplazamiento aparente expuesto de 46m. (Costa 2010). No se observa morfología asociada al fallamiento cuaternario (elipse blanca) y el basamento cristalino está cubierto por una delgada capa detrítica. Se indica una persona (círculo) como escala. Modificado de Costa (2010).

Figura 5. Vista tomada hacia el sur de la exposición de la DFA del Sistema de Fallas de la Sierra Chica a la latitud de Villa General Belgrano ($31^\circ 58' 39.9''\text{S} - 64^\circ 32' 51.4''\text{O}$). Nótese la importante desagregación mecánica del basamento cristalino (Bs) y el bajo ángulo del fallamiento, que en la parte superior se abate por influencia de procesos de reptación de pendientes (sector circunscripto por una elipse). Tampoco se observan aquí morfologías diagnósticas de fallamiento y el basamento cristalino solo es recubierto por una delgada capa detrítica, pese a ubicarse esta exposición en el sector proximal pedemontano (ver recuadro). El quiebre topográfico principal de la ladera occidental de la sierra (indicado con una flecha) representa a la localización de la FMP. Ng, Sedimentos neógenos. Modificado de Costa (2000, 2010). Ver ubicación en las Figs. 1 y 4.



En la sierra de Velasco Occidental también pueden reconocerse escarpas pedemontanas interpretadas como *piedmont forelands* entre las localidades de Chuquis y Anillaco (Costa *et al.* 2004, 2008) (Fig. 7).

Sierra de Aconquija

En el Sistema de Fallas de Aconquija se han preservado escarpas discontinuas pedemontanas, paralelas al frente de fallamiento principal de la sierra homónima en el valle de Santa María, hasta inmediaciones de la sierra de Capillitas (provincia de Catamarca) (Fig. 9) (Fauqué y Strecker 1987, Casa 2009, Eremchuck *et al.* 2014, García *et al.* 2017).

Otros ejemplos de *piedmont forelands*

En el piedemonte oriental del sur de la sierra de Ambato (Catamarca), es posible sospechar la existencia de posibles *piedmont forelands* no emergentes, debido a adaptaciones activas del drenaje. La disposición de patrones convergentes y divergentes en el drenaje pedemontano con entallamientos localizados, sugiere cambios dinámicos en la pendiente local (Fig. 9). Este diseño podría resultar de un sutil abovedamiento pedemontano asociado a pliegues propagantes. Si bien esta situación también puede ser debida también a factores no tectónicos, Casa *et al.* (2010) han descrito 10 km más al sur un anticlinal pedemontano en crecimiento con orientación semejante a la aquí interpretada.

La falla morfogénica principal ha sido localizada en el Oeste de la sierra de Ambato, macizo que presenta una notable asimetría topográfica (Gutiérrez y Mon 1998, Alvarado y Ramos 2011, Dávila *et al.* 2012, Nóbile *et al.* 2016). Sin embargo, al Sur de la quebrada de La Sébila (Fig. 9), el perfil transversal serrano pierde su asimetría en concordancia con la aparición de estos posibles *piedmont forelands* en el piedemonte oriental. Escarpas pedemontanas consistentes con las características aquí descritas para los *piedmont forelands*, aparecen también más al norte en los alrededores de Chumbicha (Fig. 9) (INPRES 1982, Costa *et al.* 2000). Esto sugiere preliminarmente que algunos sectores del borde oriental de la sierra de Ambato no corresponderían estrictamente a un margen pasivo de bloque.

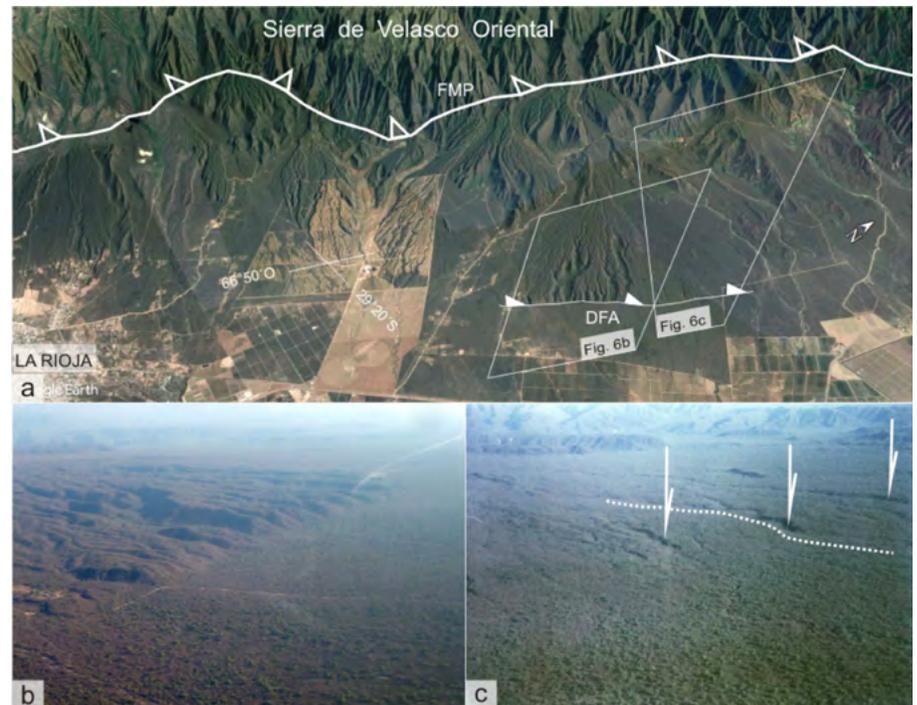


Figura 6. a) *Piedmont foreland* reconocido en el piedemonte de la sierra de Velasco Oriental, al norte de la ciudad de La Rioja (ver ubicación en la figura 1). La zona de deformación frontal activa (DFA) puede reconocerse por una escarpa de falla que trunca a niveles de terrazas aluviales antiguos (Figura 6b) y por el suave alabeo de superficies aluviales más jóvenes donde se desarrollaron entallamientos epigénicos (señalados por línea de puntos y flechas respectivamente en la figura 6c). Modificado de Costa (2008).

Fallamiento cuaternario compatible con las descripciones de *piedmont forelands* también ha sido reportado en el sur de la sierra de La Huerta-Valle Fértil (San Juan) (Bastías 1986, Bastías *et al.* 1990, Pérez *et al.* 1997, Rothis *et al.* 2019), en la sierra de San Luis (Costa 1992) y en el sector norte de la sierra de Hualfin. En este último caso, con posible asociación a pliegues por propagación de falla (García y Davis 2004).

CONSIDERACIONES FINALES

Causas de la migración del frente de corrimiento neotectónico

Ikeda (1983) ha hipotetizado que la migración hacia la cuenca de la actividad tectónica más reciente, ocurre luego de un levantamiento prolongado a lo largo de la falla morfogénica principal y la consecuente acumulación de una cuña sedimentaria en el labio bajo de la misma (con su mayor potencia en cercanías del frente serrano). La migración de la actividad tectónica es explicada por un abrupto

cambio en el ángulo de la falla morfogénica principal debido a una concentración de esfuerzo de cizalla en la importante anisotropía mecánica constituida por la interfase rocas cristalinas-cuña sedimentaria (Fig. 2b). Dicho autor ha propuesto que la transferencia del movimiento hacia la deformación frontal activa y el cese del movimiento en la falla morfogénica principal ocurren de manera contemporánea. Estas interpretaciones están apoyadas en modelos de dislocación teóricos (Rodgers y Rizer 1981) y principalmente en modelos numéricos derivados de datos geodésicos y sismológicos correspondientes de las rupturas del terremoto de San Fernando, California (M 6,4, 1971). Estas rupturas (falla San Fernando) fueron consideradas como la deformación frontal activa de la falla Santa Susana (falla morfogénica principal) que margina a las montañas de San Gabriel (Wentworth y Yerkes 1971). La citada interpretación no parece aplicar a los casos aquí descritos en las Sierras Pampeanas, donde las rocas que constituyen la lámina de corrimiento (*piedmont foreland*) entre la falla morfogénica principal y la deformación frontal activa son preexistentes al levantamiento neotectó-

nico de los bloques (Fig. 2a). Las cuñas sedimentarias producto del levantamiento neógeno se localizan en el labio bajo de la deformación frontal activa (Figs. 2a y 3b). Solo una delgada cubierta aluvial sobreyace a las rocas pre-cuaternarias que componen el dominio pedemontano donde se desarrolla un *piedmont foreland*. La localización de estos depocentros neógenos (~ 300m) han sido corroborados por datos de subsuelo en las sierras de Comchingones y San Luis (CAAAS 1973, BRS 2000) (Fig. 3). La consideración de este volumen de sedimentos neógenos, permite un balance de masas más compatible con el volumen de roca evacuado de la ladera serrana durante el levantamiento neógeno.

Geometrías de los frentes de levantamiento

Ikeda (1983), destaca una disminución del ángulo de fallamiento en la zona deformación frontal activa respecto a la falla morfo-genética principal, situación que también se ha reportado en algunas Sierras Pampeanas (Costa 1992, García y Davis 2004). En la sierra de San Luis se ha reconocido que el ángulo de corrimiento disminuye hacia el sector más externo de la zona de deformación de la falla morfo-genética principal. En la deformación frontal activa, el menor ángulo de fallamiento es directamente proporcional a la edad de la entidad sobrecorrida (Costa 1992). Este arreglo geométrico también es consistente con la fábrica de deformación de las rocas de basamento descrita en los levantamientos Larámicos de las Rocky Mountains (Erslev y Rodgers 1993, Schmidt *et al.* 1993, entre otros).

Piedmont forelands y transcurrencia compresiva

La presencia de *piedmont forelands* ha sido descrita en la evolución de montañas marginadas por fallas transcurrentes con componente compresiva (Ikeda 1983,

Figura 8. Vista oblicua hacia el sureste de la ladera occidental de la sierra de Aconquija, donde el principal quiebre de pendiente corresponde a la localización del frente de fallamiento principal (FMP), indicado con trazo blanco. Las flechas destacan escarpas pedemontanas discontinuas, a las cuales se asocia la actividad frente a la propagación frente afuera del fallamiento reciente. Ver ubicación en Fig. 1. Imagen obtenida de Google Earth.

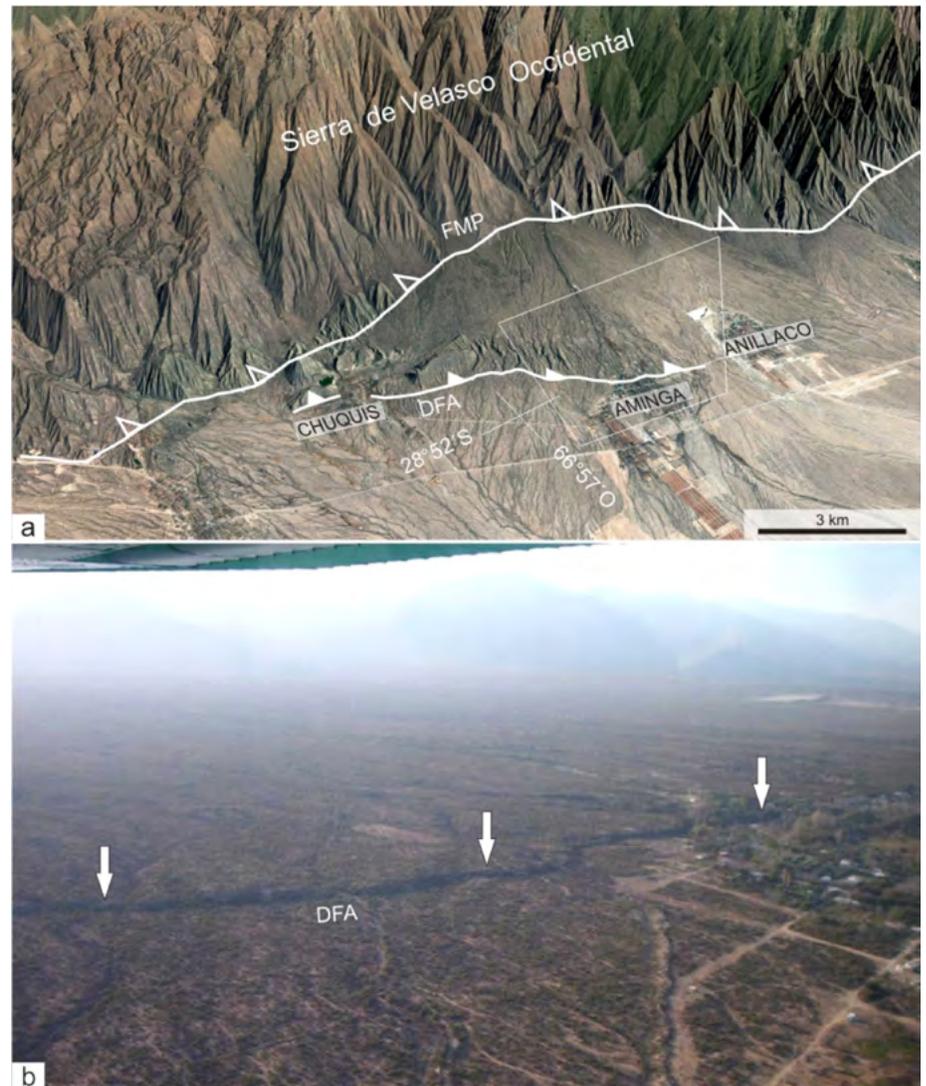


Figura 7. a) *Piedmont foreland* asociado a la falla Aminga, en el margen activo de la sierra de Velasco Occidental. Vista oblicua al noroeste. FMP: Falla morfo-genética principal, DFA: Deformación frontal activa. Imagen obtenida de Google Earth. Ver ubicación en la figura 1. b) Vista oblicua hacia el noroeste con bajo ángulo de iluminación solar donde se destaca la escarpa pedemontana en el extremo norte de la expresión morfológica de la falla Aminga. Modificado de Costa (2008).





Figura 9. Imagen obtenida de Google Earth del piedemonte oriental de la sierra de Ambato (ver recuadro). Se destaca con línea punteada la disposición del drenaje, cuyos entallamientos localizados sugieren una migración hacia el piedemonte de la zona de deformación frontal activa (DFA). En el recuadro, 1, corresponde a la quebrada de La Sébila, 2 a la localidad de Chumbicha. Ver ubicación regional en la figura 1.

Bayasgalan *et al.* 1999a, 1999b). Estos autores han enfatizado la relevancia de la migración del frente de deformación para el ensanchamiento de la zona de levantamiento y crecimiento orográfico, lo que permitiría acomodar las componentes horizontal y vertical del movimiento. La participación de la componente transcurriente en las fallas que marginan a los bloques pampeanos no ha sido aun adecuadamente valorada, aunque si propuesta en algunas contribuciones (Rossello y Le Corre 1989, Gutiérrez y Mon 2008, Japas *et al.* 2016). Su participación en la deformación frágil global de un macizo serrano (no limitada al frente de levantamiento), ha sido notada por Sales y Costa (2010) en la sierra de San Luis.

Se desconoce si el desarrollo localizado de algunos *piedmont forelands* responde a la partición de las componentes del desplazamiento de fallas. Esta especulación remite al caso del sur de la sierra de la Huerta, donde Rothis *et al.* (2019) describieron fallas inversas pedemontanas con trazos lineares y actividad cuaternaria. Las mismas habían sido anteriormente vinculadas con estructuras transcurrentes por Bastías (1986), Bastías *et al.* (1990) y Pérez *et al.* (1997). Para fines comparativos con las Sierras Pampeanas, resultan interesantes las descripciones de Bayasgalan *et al.* (1999a, b). Estos autores vinculan el desarrollo de *piedmont forelands* con geometrías de estructuras en flor positivas, que particionan y acomodan la

componente compresiva de fallas transcurrentes mayores.

Signatura morfotectónica y desarrollo de *piedmont forelands*

Todos los ejemplos de *piedmont forelands* aquí descritos están asociados a bloques serranos con marcado perfil asimétrico. Sin embargo, cordones asimétricos tales como las sierras de Pocho (Córdoba), Socoscora (San Luis) y posiblemente Ancasti (Catamarca) (Fig. 1), no presentan evidencias morfológicas compatibles con el desarrollo de *piedmont forelands*.

La presencia de *piedmont forelands* tampoco se ha reconocido en los bloques serranos que preservan paleosuperficies de erosión en ambas laderas y no han desarrollado una ladera abrupta o frente de levantamiento neotectónico. Este es el caso, de las sierras de Chepes, Ulapes (La Rioja), Guasayán (S. del Estero) y Pie de Palo (San Juan) (Fig. 1). Los afloramientos de rocas pre-cuaternarias y basamento cristalino, asociados a corrimientos cuaternarios en el piedemonte oriental este último macizo (Bastías 1986, Bastías *et al.* 1990, Costa *et al.* 2009, Siame *et al.* 2015, Bellahsen *et al.* 2016), responden a un estilo estructural diferente al aquí descrito para los *piedmont forelands*. Las cerrilladas pedemontanas en el piedemonte oriental de la sierra de Pie de Palo están marginadas por fallas inversas cuyas escarpas miran hacia la ladera serrana y no hacia la cuen-

ca. Esto sugiere una geometría diferente de las fallas subyacentes con respecto a los típicos bloques pampeanos, situación que ha merecido diferentes interpretaciones (Ramos y Vujovich 2002, Ramos *et al.* 2002, Vita-Finzi 2006, Vergés *et al.* 2007, Siame *et al.* 2015, Bellahsen *et al.* 2016).

Importancia de los *piedmont forelands*

La correcta identificación del labio elevado de un corrimiento activo es de central relevancia para la caracterización de los efectos de sitio co-sísmicos y sus aplicaciones en peligro sísmico y ordenamiento territorial. Es en dicho sector donde se concentran los valores más altos de aceleraciones del terreno durante un evento sísmico cortical con ruptura superficial/sub-superficial (Yeats *et al.* 1997, McCalpin 2009). Por esta razón, resulta muy importante el reconocimiento de la deformación frontal activa y la correcta localización de labio elevado y labio hundido activo. El reconocimiento o sospecha del desarrollo de *piedmont forelands* permite orientar las pesquisas hacia la posible posición de la deformación frontal activa. Esto resulta de mucha utilidad sobre todo cuando las deformaciones cuaternarias carecen de geformas diagnósticas o no han desarrollado/preservado evidencias morfológicas. La identificación de *piedmont forelands* y sus relaciones con la cuña sedimentaria neógena y principalmente cuaternaria, es también relevante para la prospección y manejo de recursos hídricos subterráneos. En los depocentros de depósitos cuaternarios, cuya localización y extensión es controlada por la actividad de fallas neotectónicas, es donde se concentra la mejor calidad y cantidad del recurso hídricos subterráneo (CAAAS 1973, BRS 2000).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los revisores Dres. L. Perucca y F. Hongn, cuyas observaciones y comentarios contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito. Buena parte de las observaciones de campo fueron solventadas a lo largo de varios años por el proyecto CyT 03-0318 de la Universidad Nacional de San Luis.

REFERENCIAS

- Alvarado, P. y Ramos, V. 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modelling. *Journal of Geodynamics* 51: 205-218.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E. 2005. Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophysical Journal International* 163: 580-598.
- Bastías, H. 1986. Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica de Precordillera. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 105 p., San Juan.
- Bastías, H., Uliarte, E., Paredes, J., Bastías, J. y Perucca, P. 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 228-244), San Juan.
- Bayasgalan A., Jackson, J., Ritz, J-F y Carretier, S. 1999a. Field examples of strike-slip terminations in Mongolia and their tectonic significance. *Tectonics* 18: 394-411.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J-F. y Carretier, S. 1999b. 'Forebergs', flower structures and the development of large intra-continental strike-slip faults: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia. *Journal of Structural Geology* 21: 1285-1302.
- Bellahsen, N., Sebrier, M. y Siame, L. 2016. Crustal shortening at the Sierra Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): near-surface basement folding and thrusting, *Geological Magazine* 153: 992-1012.
- Beanland, S. y Berryman, K. 1989. Style and episodicity of late Quaternary activity of the Pisa-Grandview fault zone, Central Otago, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 32: 451-461.
- Beanland, S., Berryman, K., Hull, A. y Wood, P. 1986. Late Quaternary deformation in the Dunstan fault, Central Otago, New Zealand. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24: 293-306.
- Beanland, S. y Barrow-Hurlbert, S. 1988. The Nevis-Cardrona fault system, Central Otago, New Zealand: Late Quaternary tectonics and structural development. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 31: 337-352.
- Blackwelder, E. 1928. The Recognition of Fault Scarps. *Journal of Geology* 36: 289-311.
- Booker, J.R., Favetto, A. y Pomposiello, M.C. 2004. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature* 429: 399-403.
- Boyer, S. y Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 66: 1196-1230.
- Bureau of Rural Sciences (BRS) 2000. Evaluación de posibilidades físicas y económicas de riego con aguas subterráneas en la Provincia de San Luis. Proyecto de Recursos Hidrológicos Subterráneos de San Luis-Proyecto de cooperación técnica Australiano-Argentino. Informe Fase 1 del Proyecto, 237 p., San Luis.
- Bull, W. 2008. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing, 316 p., London.
- Bull, W. y Mc Fadden, L. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En: *Geomorphology in arid regions*, Dohering (ed.), 8° Annual Symposium in Geomorphology:115-136, Binghampton.
- Burbank, D. y Anderson, R. 2011. *Tectonic Geomorphology*, 2° Edition. Wiley-Blackwell, 460 p., New Jersey.
- Convenio Argentino-Alemán de Aguas Subterráneas (CAAAS) 1973. Recursos de agua subterránea y su aprovechamiento en la Llanura Pampeana y en el Valle del Conlara, Provincias de Córdoba, Santa Fe, y San Luis, República Argentina. Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas, Reporte Técnico Inédito, 450 p.
- Carretier, S., Ritz, J-F., Jackson, J. y Bayasgalan, A. 2002. Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophysical Journal International* 148: 256-277.
- Casa, A. 2009. Sistema de Fallas de Aconquija (AR-02). En: Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Publicación Geológica Multinacional 7, SERNAGEOMIN: 129-136.
- Casa, A., Yamin, M., Cegarra, M., Coppolecchia, M., y Costa, C. 2010. Deformación cuaternaria asociada al frente de levantamiento oriental de las sierras de Velasco y Ambato, Sierras Pampeanas Occidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 425-438.
- Costa, C. 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis, Tesis doctoral Universidad Nacional de San Luis (inédita), 320p., San Luis.
- Costa, C. 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 285-300, Buenos Aires.
- Costa, C. 1999. Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Anales* 29 (24), Sección 2B, SEGEMAR: 779-784, Buenos Aires.
- Costa, C. 2000. Geomorphic signature of Quaternary deformation and strategies for regional mapping in Argentina. *Proceedings of 31° International Geological Congress*, in CD-Rom, Rio de Janeiro.
- Costa, C. 2008. Neotectónica. Caracterización preliminar del peligro sísmico en la provincia de La Rioja. En: González, M., González Díaz, E., Elissondo, M., Juárez, P., Coppolecchia, M., Costa, C., Cisneros, H., Tello, G. y Hunicken, H. (eds.), *Peligrosidad sísmica en la sierra de Velasco*, provincia de La Rioja. IGRM-SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas: Peligrosidad Geológica 14: 30-65.
- Costa, C. 2010. Proyecto Central Nuclear Embalse. Project Report 8: Summary & Conclusions. Private Report to D'Appolonia, AECL Canada, 58 p., San Luis.
- Costa, C. 2015. Morphogenic paleoearthquakes in the Andean broken-foreland (Pampean Ranges, Argentina): How large? How often? 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, *Miscellanea INGV* 27: 98-101.
- Costa, C. y Morla, P. 1996. Algunos rasgos estructurales de la depresión del río Conlara, provincias de San Luis y Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 283, Buenos Aires.
- Costa, C. y Vita-Finzi, C. 1996. Late Holocene faulting in the Southeast Sierras Pampeanas of Argentina. *Geology* 24: 1127-1130.
- Costa, C., Murillo, V., Sagripanti G. y Gardini, C. 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Seismology* 5: 399-409.
- Costa, C., Ortiz Suárez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Ojeda, G., Strasser, E., Escayola, M., Kraemer, P., Ulacco, H., Morla, P., Almandoz, G. y Coniglio, J. 1998. Hoja Geológica 3366-II, Santa Rosa, provincias de San Luis y Córdoba, Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 373, en CD.
- 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. United States Geological Survey Open-File Report 00-0108, 76p, Denver.
- Costa, C., Carignano, C., Hunicken, H., Cisneros, H., Elissondo, M., Valdivia, R. y Gon-

- zález Díaz, E. 2004. La falla Aminga (sierra de Velazco, La Rioja): nueva evidencia de rupturas superficiales cuaternarias en las Sierras Pampeanas. 12° Reunión sobre Microtectónica, Abstracts en CD, Cafayate
- Costa, C., Sébrier, M., Siame, L., Ahumada, E. y Gardini, C. 2009. Análisis morfotectónico de las superficies de erosión en la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. 14° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 16.
- Costa, C., Massabie, A., Sagripanti, G., Brunetto, E., y Coppolecchia, M. 2014. Neotectónica de la provincia de Córdoba. En: Martino, R. y Guereschi, A. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina: 725-748, Córdoba.
- Costa, C., Owen, L., Ricci, W., Johnson, W. y Halperin, A. 2018. Holocene activity and seismogenic capability of intraplate thrusts: Insights from the Pampean Ranges, Argentina. *Tectonophysics* 737: 57-70.
- Dávila, F., Giménez, M., Nóbile, J. y Martínez, M. 2012. The evolution of the high-elevated depocenters of the northern Sierras Pampeanas (~28° SL), Argentine broken foreland, south-Central Andes: The Pipanaco Basin. *Basin Research* 24: 1-22.
- Eremchuk, J., Papetti, L. y Costello, M. 2014. Neotectónica y zonas de cizalla en Aconquija, Catamarca. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas T6: 8.
- Erslev, E. y Rogers, J. 1993. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds. En: Schmidt, C., Chase, R. y Erslev, E. (eds.), Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the Western United States. *Geological Society of America Special Paper* 280: 125-146.
- Fauqué, L. y Strecker, M. 1987. Rasgos de neotectónica y avalanchas de rocas producidas por terremotos en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija, provincia de Catamarca. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 219-222, San Miguel de Tucumán.
- Fisher, N., Jordan, T. y Brown, L. 2002. Structural and stratigraphic evolution of the La Rioja basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 141-156.
- García, P. y Davis, G. 2004. Evidence and mechanisms for folding of granite, Sierra de Hualfín basement-cored uplift, northwest Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88: 1255-1276.
- García, V., Casa, A., Hongn, F., Figueroa, S., Aranda, G., Escalante, L., Montero-López, C., Yamin, M., Amengual, R. y Aramayo, A. 2017. Deformación cuaternaria. En: Muruaga, C. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA*. Asociación Geológica Argentina: 624-645, San Miguel de Tucumán.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 16: 61-106.
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 577-650, Córdoba.
- Gutiérrez, A. y Mon, R. 2008. Macroindicadores cinemáticos en el bloque Ambato, provincias de Tucumán y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 24-28.
- Ikedá, Y. 1983. Thrust-front migration and its mechanism: Evolution of intraplate thrust systems. *Bulletin Department Geography University Tokyo* 15: 125-159.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) 2011. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico. El Sismo de Tucumán del 9 de mayo de 1981. *Publicación Técnica* 7, 78 p., San Juan.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) 2011. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Listado de terremotos históricos. www.inpres.gov.ar
- Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V. 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 177-187.
- Ishiyama, T., Mueller, K. Togo, M., Okada, A. y Takemura, K., 2004. Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *Journal of Geophysical Research* 109: B12408.
- Japas, M., Ré, G., Oriolo, S. y Vilas, J. 2016. Basement-involved deformation overprinting thin-skinned deformation in the Pampean flat-slab segment of the southern Central Andes, Argentina. *Geological Magazine* 153: 1042-1065.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics* 259: 15-28.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Muni-zaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. *Geological Society of America Special Paper* 26: 113-127.
- Keller, E. y Pinter, N., 2002. *Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape*. 2° Edition, Prentice Hall, 362 p., New Jersey.
- Kraemer, P. y Martino, R. 1993. La falla de la Sierra Chica: Cabalgamiento de basamento sobre una cuña sedimentaria imbricada, Cosquín, Córdoba. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 11-12, Mendoza.
- Kraemer, P., Escayola M. y Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' LS - 32°40' LS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 47-59.
- Kurushin, R., Bayasgalan, A., Öziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, M., Hudnut, K. y Lin, J. 1998. The Surface Rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, Earthquake. *Geological Society of America Special Paper* 320, 143 p., Boulder.
- Lencinas, A. y Timonieri, A. 1968. Algunas características estructurales del valle de Punilla, Córdoba. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 195-208, Buenos Aires.
- Löbens, S., Bense, F., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C., Layer, P. y Siegesmund, S. 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: Preliminary implications of K-Ar fault gouge dating and low thermal geochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). *International Journal of Earth Sciences* 100: 671-694.
- Martino, R., Guereschi, A. y Carignano, C. 2012. Influencia de la tectónica preandina sobre la tectónica andina: el caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 207-221.
- Martino, R., Guereschi, A. y Caro Montero, A.

2016. Reactivation, inversion and basement faulting and thrusting in the Sierras Pampeanas of Córdoba (Argentina) during Andean flat-slab deformation. *Geological Magazine* 153: 962-991.
- Massabie, A. 1987. Neotectónica y Sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas Orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 271-274, San Miguel de Tucumán.
- Massabie, A., Cegarra, M. y Sanguinetti, A. 2006. Estructura y edad de fallamiento cuaternario a la latitud de Bialet Massé, Sierra Chica de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 9: 107-112.
- Massabie, A. y Szlafstein, C. 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería* 6: 154-168.
- McCalpin, J. 2009. *Paleoseismology*. 2° edition, Academic Press, 629 p., Cambridge.
- Morisawa, M. y Hack, J. 1985. *Tectonic geomorphology*. Allen & Unwin, 390 p., Crows Nest.
- Nóbile, J., Martini, M. y Dávila, F., 2016. Cosmogenic ¹⁰Be denudation rates and geomorphometric analysis in the Ambato range (28-29°S), Sierras Pampeanas, Argentina. *Quaternary International* 438: 80-91.
- Philip, H. y Megrahoui, M. 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics* 2: 17-49.
- Pérez, M., Astorga, A., Monllor, J. y Araujo, M. 1997. Relevamiento planialtimétrico-geológico de la falla Las Chacras, en la quebrada del Barro. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 210-214, Antofagasta.
- Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoir* 204: 31-65.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 2002. Hoja Geológica San Juan, SEGEMAR, Boletín 245: 1-82, Buenos Aires.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Sciences* 15: 59-78.
- Richardson, T., Gilbert, H., Anderson, M. y Ridgway, K. 2012. Geodynamics and tectonics seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophysical Journal International* 188: 408-420.
- Rodgers, D. y Rizer, W. 1981. Deformation and secondary faulting near the edge of a thrust fault. En: McClay, K. y Price, N. (eds), *Thrust and Nappe Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 9: 65-77, London.
- Rothlis, L., Perucca, L., Santi Malnis, P., Alcaicer, J., Haro, F y Vargas, N. 2019. Neotectonic, morphotectonic and paleoseismologic analysis of the Las Chacras Fault System, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 91: 144-153.
- Rossello, E. y Le Corre, C. 1989. Los bloques basculados de las Sierras de Ambato y Ancastrí (Catamarca, Argentina): responden a un modelo neógeno de fallamiento lístrico distensivo o compresivo? 1° Reunión de Fallas Activas del Noroeste Argentino, San Juan.
- Sales, D. y Costa, C. 2010. Análisis geométrico de la fracturación del frente de levantamiento de la sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 450-460.
- Schmidt, C., Genovese, P. y Chase, R. 1993. Role of basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. En: Schmidt, C., Chase, R. y Erslev, E. (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the Western United States*. Geological Society of America, Special Paper 280: 1-44.
- Schmidt, C., Astini, R., Costa, C., Gardini, C. y Kraemer, P. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and neogene inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R.S., y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 341-358.
- Siame, L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourles, D., Costa, C., Ahumada, E., Gardini, C. y Cisneros, H. 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ¹⁰Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 34: 1129-1153.
- Twidale, C., 1971. *Structural Landforms*. Australian National University Press, 247 p., Canberra.
- Vergés, J., Ramos, V., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. y Cortés, J. 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research* 112: B03S15.
- Vita-Finzi, C. 2006. Pie de Palo, Argentina: A cataclastic diapir. *Geomorphology* 104: 317-322.
- Wallace, R. 1977. Profiles and ages of young scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1267-1281.
- Wentworth, C. y Yerkes, R. 1971. Geologic setting and activity of faults in the San Fernando area, California. The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. *Professional Paper* 733: 6-16.
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.
- Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C. 1997. *The geology of earthquakes*. Oxford Univ. Press, 568 p., New York.