



Programa Binacional de Doctorado en Riesgos Naturales  
y Estudios Geológicos de Campo



# **UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN**

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto  
Miguel Lillo  
Argentina

# **UNIVERSIDAD DE POTSDAM**

Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas  
Alemania

Tesis presentada para optar al título de  
**Doctor en Riesgos Naturales y Estudios Geológicos de Campo**

## **PALEOLAGOS CUATERNARIOS COMO MARCADORES NEOTECTÓNICOS, VALLE DE CAFAYATE, CORDILLERA ORIENTAL (NO DE ARGENTINA).**

**Quaternary paleolakes as indicators of neotectonic activity, Cafayate  
valley, Eastern Cordillera (NW Argentina).**

**Sara Figueroa Villegas**

**Director:** Prof. Dr. Fernando Hongn

**Co-director:** Prof. Manfred Strecker, Ph.D.

**Co-director:** Prof. Dr. Antonio Gutiérrez

**2021**

Unless otherwise indicated, this work is licensed under a Creative Commons License Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International.

This does not apply to quoted content and works based on other permissions.

To view a copy of this license visit:

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>

Published online on the

Publication Server of the University of Potsdam:

<https://doi.org/10.25932/publishup-53174>

<https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus4-531742>





---

## RESUMEN

El flanco oriental de los Andes Centrales en el noroeste argentino es una zona caracterizada por serranías limitadas por fallas inversas que conforman un orógeno de piel gruesa activo con un patrón espacio-temporal no sistemático de deformación contraccional. Este patrón queda representado tanto por la dispersión de la actividad sísmica cortical como de la localización de las estructuras cuaternarias a través de la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, configurando un frente orogénico difuso de más de 200 km de extensión. El estudio de la actividad neotectónica en esta región ha tomado más relevancia en los últimos años, mediante la aplicación de herramientas variadas, incluyendo técnicas de geomorfología tectónica, herramientas de teledetección, geodesia y estudios de campo convencionales. Los depósitos lacustres han demostrado ser, en numerosos ejemplos, excelentes marcadores de la actividad tectónica, dadas la horizontalidad original de sus capas y la susceptibilidad a los cambios del entorno. Es por ello que en este trabajo se analizaron los depósitos lacustres que afloran en el sector central de los valles Calchaquíes (región de Cafayate), para comprender cómo se acomoda la deformación cuaternaria en una de las cuencas intermontanas de la cuña orogénica activa.

El rumbo de las estructuras cuaternarias en el área de estudio es subparalelo al de las fallas que exhuman los cordones serranos circundantes. A partir del estudio estratigráfico, morfotectónico y estructural de los depósitos lacustres, se identificó un mínimo de cinco episodios de deformación afectando a la columna estratigráfica cuaternaria. Integrando perfiles estructurales balanceados con edades obtenidas en este trabajo y recopiladas de la bibliografía, se calcularon para el Pleistoceno mediotardío, tasas mínimas y máximas de acortamiento que varían entre 0,19-2,80 y 0,21-4,47 mm/a, respectivamente. Para comparar estos resultados con mediciones de la tectónica activa a escala regional se recopilaron datos de estaciones geodésicas del noroeste argentino, con los cuales se elaboró un perfil de velocidades horizontales. El perfil obtenido muestra un decrecimiento gradual de los vectores hacia el este, indicando actividad interna del orógeno en congruencia con los registros de actividad sísmica y compilación regional de las estructuras cuaternarias.

Además de la caracterización neotectónica de este sector de la Cordillera Oriental, el análisis estratigráfico de los depósitos lacustres ha permitido refinar la evolución geológica del sector central de los valles Calchaquíes durante el Cuaternario. De esta manera se han identificado al



menos siete episodios de inundación lacustre relacionados con la desconexión del sistema fluvial con su nivel de base, dando lugar a sucesivos eventos de agradación y erosión. Las cotas máximas alcanzadas por los paleolagos, en conjunto con un modelo hidrológico previamente publicado para esta región, permitieron asimismo efectuar una comparación con el registro paleoclimático regional.

Los resultados de esta tesis representan un aporte significativo al conocimiento de la evolución tectónica y estratigráfica del sector central de los valles Calchaquíes durante el Cuaternario. Por otra parte, su integración a escala regional contribuye a comprender mejor la dinámica de la deformación en la cuña orogénica de piel gruesa del noroeste argentino.

## **ABSTRACT**

### **Quaternary paleolakes as indicators of neotectonic activity, Cafayate valley, Eastern Cordillera (NW Argentina).**

The eastern flank of the southern Central Andes in north-western Argentina (NWA) is characterized by fault-bounded mountain ranges arranged in a thick-skinned active contractional orogen with a non-systematic spatiotemporal pattern of tectonic activity. This pattern is represented by instrumentally recorded crustal seismic activity as well as the distribution of Quaternary deformation phenomena along the Eastern Cordillera and the Santa Bárbara System morphotectonic provinces, creating a wide (> 200km) deformation zone that lacks a clear deformation front. The study of the neotectonic activity in this region has become more detailed over the past years and has involved morphotectonic analysis, remote sensing, geodesy, and field-based structural studies. Lacustrine deposits in the intermontane basins of the Eastern Cordillera that are exposed in areas associated with Quaternary faulting - due to their original horizontality of the fine-grained layers, are excellent strain markers to assess neotectonic activity. I analyzed lacustrine deposits that outcrop in the central area of the Calchaquí valleys (Cafayate sector) to understand how deformation is accommodated in one of the largest intermontane basins of the tectonically active orogen.



The strike of the Quaternary structures in the studied area is parallel to subparallel to the valley-bounding faults. With the stratigraphic, morphotectonic and structural study of the lacustrine deposits, I identified a minimum of five deformation episodes that affected the Quaternary stratigraphic section. Based on this I present Late Pleistocene minimum and maximum shortening rates for the central Calchaquí intermontane valley that range between 0,19-4,47 mm/yr, respectively. The rates presented are based on balanced geological cross sections and geochronological ages obtained in this study as well as compilations from previously published studies. In order to compare the local shortening results at regional and different temporal scales, I additionally compiled Global Positioning System data from northwest Argentina to generate a surface-velocity profile.

The results reveal a gradual decrease in horizontal surface velocities from the Eastern Cordillera toward the foreland, indicating tectonic activity in the interior of the orogen, which is recorded by seismic activity and the wide distribution of Quaternary faults and folds.

In addition to the neotectonic investigation carried out in the study area, the stratigraphic analysis of the lacustrine deposits allowed to have a better understanding of the Quaternary basin evolution of the central area of the Calchaquí valleys. At least seven distinct lacustrine deposits could be identified that correspond to an impoundment of the fluvial system and ensuing base-level changes, resulting in successive aggradation and subsequent erosion events. Together with a hydrological model previously published for the study area, the maximum elevations that the paleolakes reached were furthermore reviewed and compared with regional paleoclimate data to allow local climatic inferences.

The results of this thesis are a significant contribution to our understanding of the Quaternary tectonic and the stratigraphic evolution of the central sector of the Calchaquí valleys. Furthermore, the integration of local structural and geochronological data with regional structural and geodetic observations contributes to our knowledge of the deformation dynamics of the thick-skinned orogenic wedge of northwest Argentina.



---

## ZUSAMMENFASSUNG

### **Quartäre Paläoseen als Indikatoren für tektonische Aktivität, Cafayate-Tal, Ostkordillere (NW Argentinien).**

Die Ostflanke der tektonisch aktiven südlichen Zentralanden von Nordwestargentinien (NWA) ist durch störungsgebundene Bergketten, intermontane Becken und einen unsystematischen räumlich-zeitlichen Deformationsstil mit steil einfallenden Aufschiebungen in den Sockelgesteinen charakterisiert. Dieser Deformationsstil spiegelt sich durch durch seismische Aktivität sowie durch die Verteilung quartärer Deformationsstrukturen entlang der Cordillera Oriental und im fragmentierten Vorland der morphotektonischen Proviz des sog. Santa Bárbara Systems wider; hier existiert eine über 200km breite Deformationsfront. Die Erforschung neotektonischer Aktivität in der Region wurde in den letzten Jahren durch verschiedene methodische Ansätze durchgeführt; hierzu gehören die Morphotektonik, Fernerkundung, Geodäsie und strukturgeologische Feldstudien. Lakustrine Sedimente in den intermontanen Becken der Ostkordillere, die vor allem in Bereichen aufgeschlossen sind, die mit quartären Verwerfungen assoziiert sind, stellen aufgrund ihrer ursprünglichen Horizontalität der feinkörnigen Schichten ausgezeichnete Deformationsmarkerhorizonte dar, die sich zur Beurteilung der neotektonischen Aktivität ausgezeichnet eignen. In dieser Studie analysiere ich lakustrine Ablagerungen, die im zentralen Bereich des Calchaquí-Tals in der Nähe der Stadt Cafayate aufgeschlossen sind, um zu verstehen, wie die tektonische Einengung in einem der größten intermontanen Becken des tektonisch aktiven Orogens aufgenommen wird.

Das Streichen der quartären Strukturen im Arbeitsgebiet ist parallel bis subparallel zu den Randstörungen des Tals. Durch stratigrafische, morphotektonische und strukturelle Erforschung mit Hilfe der lakustrinen Ablagerungen konnte ich mindestens fünf Deformationsepisoden identifizieren, die die quartäre Ablagerungen beeinflussen. Hier stelle ich spätpleistozäne minimale und maximale Einengungsraten mit Werten zwischen 0,19-2,8 und 0,21-4,47 mm/Jahr vor. Die Einengungsraten wurden anhand bilanzierter geologischer Profile und geochronologischer Datierungen bestimmt und beruhen auf eigenen sowie aus der Literatur zusammengestellten Geochronologiedaten. Um lokale Einengungsraten im regionalen Maßstab auf unterschiedlichen Zeitskalen vergleichen zu können, habe ich auch Daten des Global Positioning



System aus Nordwestargentinien zusammengestellt, die ein Profil der gemessenen Oberflächengeschwindigkeit darstellen.

Die Ergebnisse zeigen eine graduelle Abnahme horizontaler Oberflächengeschwindigkeiten von der Cordillera Oriental in Richtung des Vorlandes und deuten auf tektonische Aktivität im inneren des Orogens – eine Beobachtung, die mit registrierte registrierter seismischer Aktivität und der Verteilung quartärer Deformationsstrukturen einhergeht.

Zusätzlich zu den neotektonischen Untersuchungen im Studiengebiet haben die stratigrafischen Studien der lakustrinen Ablagerungen zu einem besseren Verständnis der quartären Beckenevolution der Zentralregion des Calchaquí Tales beigetragen. Dadurch wurden mindestens sieben voneinander unterschiedliche lakustrine Ablagerungsereignisse mit einhergehenden Abdämmungen und Änderungen des Vorfluterniveaus identifiziert, was sowohl sukzessive Aggradation als auch subsequente Erosion zur Folge hatte. Der maximale Wasserstand, den die Paläoseen erreichten, wurde im Kontext eines veröffentlichten hydrologischen Modells sowie mit paläoklimatischen regionalen Proxies verglichen, um Schlussfolgerungen zur Entwicklung des lokalen Klimas machen zu können.

Die Ergebnisse der vorgelegten Arbeit leisten einen erheblichen Beitrag zur tektonischen und sedimentologischen Evolution der Zentralregion der Valles Calchaquiés. Des Weiteren hilft die Integrierung lokaler in regionaler Daten die Deformationsdynamiken des orogonen Keils in den Sockelgesteinen von Nordwestargentinien zu verstehen.





---

## INDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	10
1.1. Contexto regional del depocentro de Cafayate e importancia del estudio neotectónico de los Andes Centrales.....	16
1.2. Tasas de acortamiento .....	21
1.3. Velocidades de superficie.....	22
1.4. La importancia del registro cuaternario del depocentro de Cafayate .....	23
1.5. Objetivos .....	25
1.6. Ubicación y vías de acceso.....	26
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	27
2.1 Antecedentes regionales .....	29
2.1.1. <i>Estratigrafía</i> .....	29
2.1.2. <i>Estructura</i> .....	35
2.2. Antecedentes locales (sector central de los valles Calchaquíes) .....	39
2.2.1. <i>Estratigrafía cuaternaria</i> .....	42
<b>3. CLIMA Y PALEOCLIMA</b> .....	46
<b>4. METODOLOGÍA</b> .....	49
4.1. Estratigrafía .....	49
4.1.1. <i>Determinación de edades</i> .....	52
4.2. Estructuras y tasas de acortamiento.....	53
4.3. Morfotectónica.....	55
4.4. Velocidades geodésicas de superficie.....	55
4.5. Paleocotas de los depósitos lacustres.....	56



---

<b>5. LITOESTRATIGRAFÍA CUATERNARIA</b> .....	57
5.1. Geocronología .....	59
5.2. Piedemonte de la sierra León Muerto (PSLM).....	59
5.3. El Mollar-El Paso (EMEP).....	68
<b>6. NEOTECTÓNICA</b> .....	76
6.1. Piedemonte de la sierra León Muerto (PSLM).....	77
6.1.1. Perfil Norte (Figs. 9, 10a y 16a).....	77
6.1.2. Perfil Central (Figs. 9, 10b y 16b).....	78
6.1.3. Perfil Sur (Figs. 9, 10c y 16c).....	79
6.1.4. Perfil Este, falla Los Castillos (E-E', Figs. 9 y 16d) .....	79
6.2. Área El Mollar.....	80
6.2.1. Sector oeste (Fig. 14):.....	80
6.2.2. Sector este: .....	82
6.3. Área El Paso .....	85
<b>7. VELOCIDADES DE SUPERFICIE</b> .....	87
7.1. Velocidades de superficie del NOA .....	88
<b>8. MORFOTECTÓNICA</b> .....	93
8.1. Introducción y conceptos.....	93
8.1.1. Variaciones en el patrón de los ríos.....	94
8.1.2. Alteración en el perfil longitudinal de los ríos .....	95
8.2. Evaluación morfotectónica de la zona de estudio.....	97
8.2.1. Sector 1 .....	97
8.2.2. Sector 2.....	100
8.2.3. Sector 3.....	102
8.2.4. Sector 4.....	105

---



---

8.2.5. Modelado de la geoforma: .....	111
<b>9. DISCUSIÓN</b> .....	115
9.1. Evolución del cuaternario en el depocentro de Cafayate .....	115
9.1.1 Correlación entre columnas estratigráficas .....	115
9.1.2. Piedemonte de sierra León Muerto. ....	118
9.1.3. Sector El Mollar-El Paso.....	121
9.2. Inferencias paleoclimáticas .....	124
9.3. Deformación pleistocena tardía en el depocentro de Cafayate.....	130
9.3.1. Tasas de acortamiento.....	132
9.3.2. Velocidades de superficie derivadas de GPS y distribución de la deformación: fajas plegadas y corridas de piel gruesa vs. piel fina .....	133
<b>10. CONCLUSIONES</b> .....	141
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	143
<b>REFERENCIAS</b> .....	145



## 1. INTRODUCCIÓN

En zonas con actividad sísmica, los registros instrumentales e históricos no son suficientes para caracterizar la peligrosidad sísmica de un área determinada. Especialmente, en zonas de intraplaca donde los tiempos de recurrencia de las estructuras superan al rango abarcado por ambos registros (Scholz *et al.* 1986), el asesoramiento del peligro sísmico se basa en el reconocimiento de estructuras cuaternarias posiblemente sismológicas: su localización, tamaño, tasas de deslizamiento y recurrencia. El estudio de la neotectónica aporta, además, al entendimiento de cómo las fuerzas tectónicas son transferidas a las fallas ubicadas en el interior de la placa, a comprender la sismicidad de intraplaca y en última instancia ser utilizada como base de datos para la mitigación de desastres naturales (ej. en: England y Jackson 2011, Patyniak *et al.* 2017, Costa *et al.* 2018, García *et al.* 2019).

El estudio de las estructuras neotectónicas, que afectan depósitos y geoformas cuaternarios, contempla diferentes metodologías incluyendo el estudio clásico de la deformación por medio de recolección de datos de campo, análisis de la cinemática de estructuras, construcción de perfiles estructurales, análisis paleosismológicos en trincheras, así como el reconocimiento, análisis y cálculo de parámetros morfotectónicos a partir de modelos digitales de elevación (ej. Burbank y Anderson 2001, McCalpin 2009). El principal objetivo de los numerosos enfoques utilizados es la identificación y caracterización de deformaciones recientes afectando al registro geológico y a las geoformas del paisaje. Entre los marcadores de la deformación estudiados con mayor frecuencia se encuentran sedimentos y redes fluviales, abanicos aluviales, líneas de costa (marítimas y lacustres) y depósitos lacustres (Bull y Wallace 1985). Los indicadores geomórficos de la deformación incluyen: desplazamientos de ríos, cambios en las pendientes de abanicos aluviales, ríos con cauces desequilibrados, abanicos aluviales truncados, plegamientos de terrazas fluviales, marítimas, lacustres, entre otros (ej. Burbank y Anderson 2001). Los depósitos y geoformas fluviales, aluviales y marítimos costeros abarcan la mayoría de los estudios neotectónicos debido a su amplia distribución. Sin embargo, en aquellas cuencas donde es posible encontrar depósitos lacustres, estos proveen un escenario particularmente provechoso para el estudio de la deformación, ya que presentan disposición primaria horizontal y resultan muy susceptibles a los cambios del



entorno: eventos sísmicos, avance de abanicos aluviales, cambios climáticos, entre otros (ej. Gilbert 1890, Melnick *et al.* 2012, 2017).

Entre los ejemplos mundiales de depósitos lacustres y geoformas asociadas que han sido utilizados como indicadores de la deformación cuaternaria se destacan los trabajos de Currey (1983, 1990) quien utilizó las cotas de las líneas de paleocostas para estimar desplazamientos tectónicos y los de Doughty *et al.* (2010, 2013), quienes realizan estudios de sismicidad somera en depósitos de fondos de lagos actuales (lago Timiskaming, Canadá), los cuales permiten, debido a la alta reflectividad de los estratos lacustres, identificar estructuras con actividad cuaternaria. Melnick *et al.* (2012), utilizan las costas lacustres máximas abandonadas para calcular el rebote isostático asociado a estructuras que estuvieron activas hasta hace 2 ka en las cuencas de Suguta y Turkana (norte de Kenya).

Los estudios sobre la relación entre sedimentación lacustre y neotectónica, incluyen no solo depósitos y morfologías lacustres afectadas por la tectónica, sino también morfologías y cuencas lacustres como resultado de la actividad neotectónica. Sternberg (1950) sugiere la relación entre morfología de lagos y neotectónica en las tierras bajas del Amazonas, vinculadas con las reactivaciones tectónicas durante el Holoceno. Dumont *et al.* (1991) y Dumont (1993) relacionaron la morfología de los lagos en la depresión de Ucamara, Perú, con la actividad extensional de las fallas dentro del *foredeep* andino. Shukla *et al.* (2012) concluyeron a través de estudios de análisis satelitales que el lago Tso Morari, al noroeste del Himalaya, se generó por el levantamiento tectónico, creando una escarpa de falla con dirección E-O que bloqueó el escurrimiento del río Phirse Fu.

Los diversos estudios demuestran que los ambientes lacustres presentan gran variedad de registros de la actividad neotectónica. Además de ser excelentes indicadores de fallamiento y plegamiento, estos depósitos son comúnmente utilizados en estudios paleosismológicos. La sedimentación lacustre puede preservar indicadores de actividad sísmica tales como fallas co-sísmicas, deslizamientos de fondo, y estructuras de escape de fluidos, que en su conjunto reciben el nombre de sismitas (Doughty *et al.* 2014). Las sismitas brindan información no solo de actividad sísmica pasada, sino que también permiten estimar la magnitud de los paleoterremotos (la magnitud

mínima de un sismo para generar licuefacción es de 5,0 en la escala de Richter, Allen *et al.* 1986, Obermeier 1996). Por otra parte, cuando un mismo evento sísmico afecta a varios lagos, se puede estimar el paleoepicentro del mismo analizando la distribución y amplitud de las sismitas (Lignier 2001).

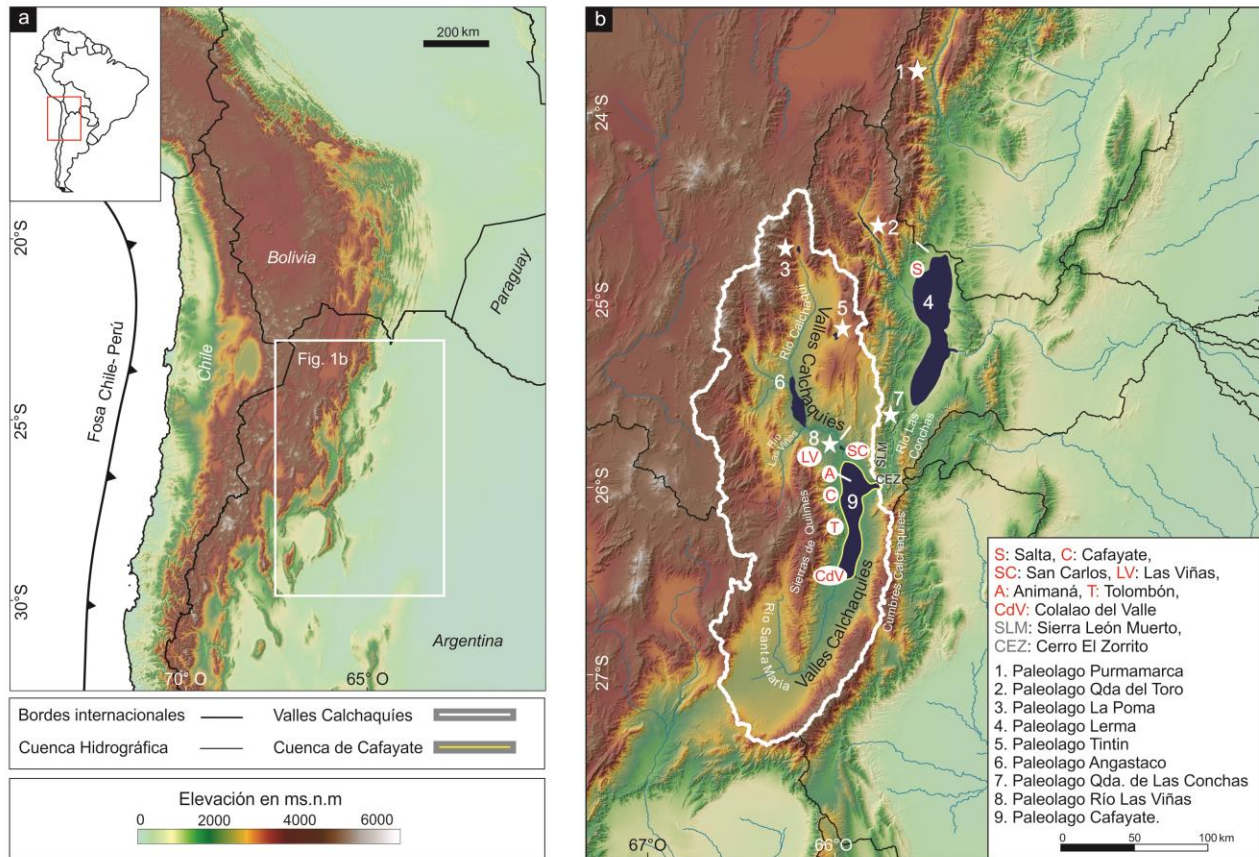


Figura 1: a) Ubicación de la zona de estudio en el contexto regional de los Andes Centrales del noroeste argentino y Bolivia. b) Mapa topográfico e hidrológico del noroeste argentino mostrando la ubicación de paleolagos cuaternarios y la superficie que abarcaron. Las líneas negras demarcan los bordes de cuencas hidrográficas. La línea blanca enseña la cuenca hidrográfica de los valles Calchaquíes. En amarillo se señala el depocentro de Cafayate (cuenca Calchaquí). Paleolagos cuaternarios basados en: 1. Díaz (2015), 2. Trauth et al. (2000), Strecker y Marret (1999), 3. Vilela (1952), Trauth et al. (2000), 4. Gallardo et al. (1996), 5. Figueroa (2015), 6. Salfity et al. (2004), 7. Wayne (1999), 8. Vilela y García (1978), 9. Frenguelli (1936), Vilela y García (1978), Torres (1985) y Hermanns y Strecker (1999).



En el retroarco de los Andes Centrales del noroeste de Argentina (NOA; Fig. 1a), se encuentran registros de numerosos paleolagos cuaternarios (Fig. 1b), entre ellos se destacan, Cafayate (Frenguelli 1936, Formación El Paso, Vilela y García 1978, Torres 1985, Gallardo 1988), Alemania (Wayne 1999), Lerma (Formación Tajamar, Gallardo *et al.* 1996), Angastaco (Salfity *et al.* 2004), La Poma (Vilela 1952, Trauth *et al.* 2000), Purmamarca (Díaz 2015), TinTin (Figuroa 2015), y quebrada del Toro (Hermanns y Strecker 1999, Marrett y Strecker 2000, Trauth *et al.* 2000). Hasta el momento, solamente en tres de estos depósitos lacustres han sido registradas evidencias de deformación neotectónica (Cafayate, Purmamarca y Lerma). En el paleolago Cafayate, la Formación El Paso (Torres 1985, Gallardo 1988) con edades entre  $13.830 \pm 790$  y  $4.810 \pm 500$  años (Hermanns *et al.* 2004) registra un evento de deformación evidenciado por fallas, pliegues y sismitas datadas en  $7500 \pm 70$  años (edades  $^{14}\text{C}$ , AMS en Hermanns y Niedermann 2011). En el paleolago de Purmamarca, del cual se desconoce la edad de depositación, pliegues y fallas afectando a los sedimentos lacustres han sido reportados (Díaz 2015). La Formación Tajamar (paleolago Lerma) presenta evidencias de deformación en sedimentos blandos que han sido interpretados como potenciales sismitas (Elías *et al.* 2018). Si bien, la identificación de depósitos de paleolagos con deformación cuaternaria en el NOA está actualmente limitada a los arriba mencionados, el registro de actividad neotectónica en otras formas o depósitos es sensiblemente más amplio y se incrementó notablemente en los últimos años como resultado de la aplicación de diversas metodologías, particularmente la teledetección a diferentes escalas. Una compilación reciente de los principales rasgos neotectónicos del NOA ha sido publicada por Casa *et al.* (2014, Fig. 2) y García *et al.* (2017). Entre los trabajos que se han enfocado al estudio de actividad tectónica cuaternaria de los valles Calchaquíes y zonas aledañas (valle de Lerma, quebrada de las Conchas, y quebrada de Humahuaca) se encuentran: Gallardo (1988), Vergani y Starck (1989), Marrett *et al.* (1994), Wayne (1999), Hermanns y Strecker (1999), Riller y Hongn (2003), Carrera y Muñoz (2008, 2013), Carrapa *et al.* (2011), Hongn *et al.* (2014), Hermanns y Niedermann (2011), Yamin *et al.* (2011), Santimano y Riller (2012), García *et al.* (2013 a, b, 2019), Figuroa (2015), Escalante (2015), Seggiaro *et al.* (2016), Pingel *et al.* (2016), Aranda Viana (2016), Escalante *et al.* (2016, 2017), Aranda Viana *et al.* (2018), Figuroa *et al.* (2017, 2018, 2019, 2020), entre otros. Estos trabajos muestran que la deformación cuaternaria se encuentra ampliamente distribuida en el

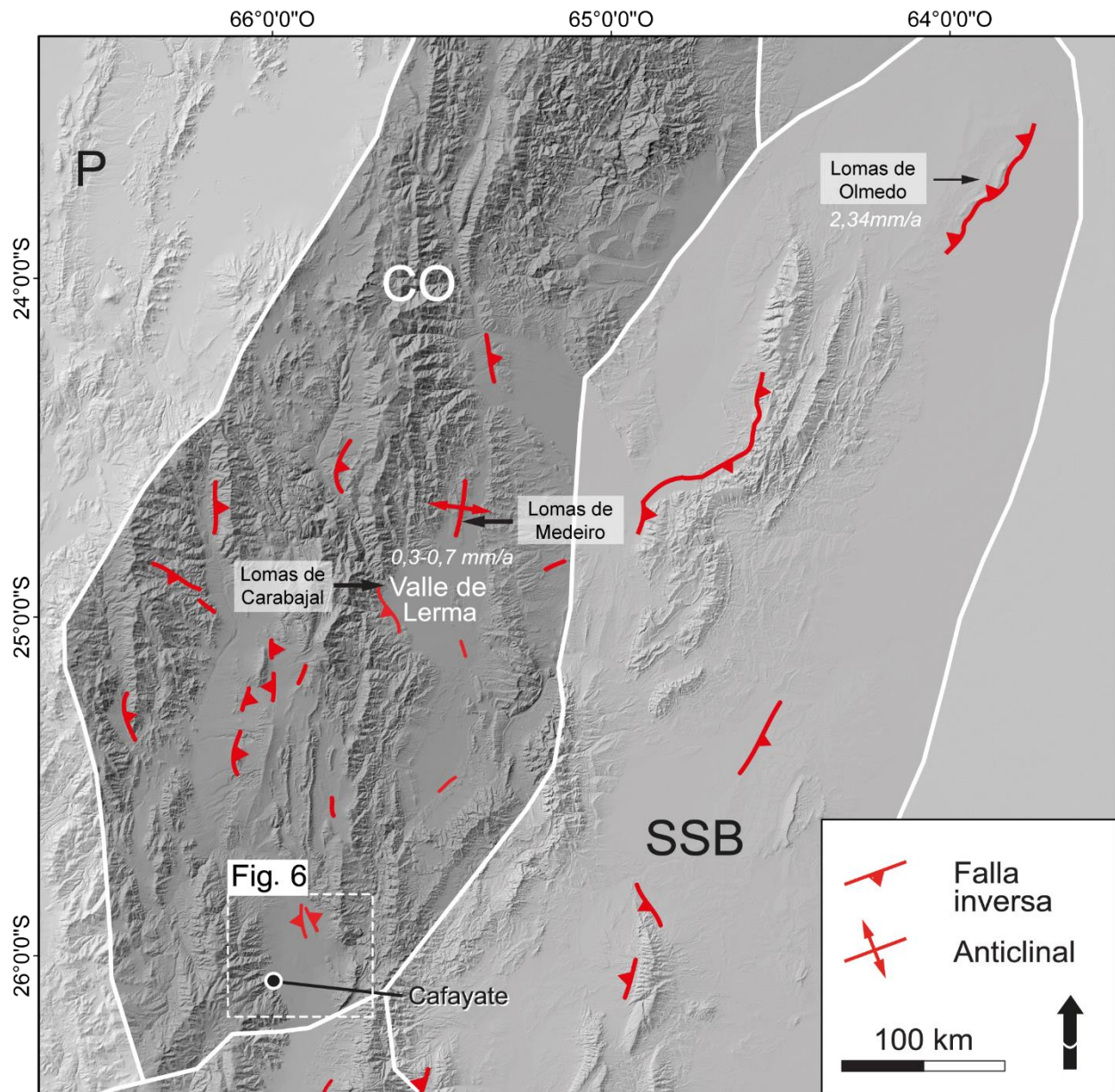


Figura 2. Provincias geológicas (P: Puna, CO: Cordillera Oriental, SSB: Sistema de Santa Bárbara) y distribución de las fallas cuaternarias en la CO y SSB, compiladas y simplificadas de Casa et al. (2014). Los valores en blanco corresponden a las tasas de levantamiento de García et al. (2013 a, 2019; valle de Lerma) y de acortamiento de Ramos et al. (2006, Lomas de Olmedo). El recuadro blanco indica la ubicación de la figura 6 y de la zona de estudio.





retroarco de los Andes Centrales del NOA (Fig. 2), y se manifiesta a través de estructuras y formas asociadas (pliegues, fallas, escarpas, redes de drenaje desconectadas o alteradas, deslizamientos, entre otras). Si bien, el incremento de la información sobre la deformación cuaternaria en el NOA es destacado, todavía no se ha logrado una base de datos con la información suficiente para constituir un insumo para la evaluación de la peligrosidad sísmica del área. Consecuentemente, el presente estudio surge de la necesidad de profundizar el conocimiento sobre la deformación cuaternaria de la región. Por lo tanto, antes de embarcarse en un análisis de peligro y riesgo de dicha región en futuros estudios, es importante generar una base de datos que identifique y caracterice el carácter de la deformación y su cronología al nivel más detallado posible.

El sector central de los valles Calchaquíes (Figs. 1, 2 y 6) ha sido objeto de estudios previos acerca de su estratigrafía y deformación cuaternaria, prestando especial atención a los depósitos lacustres allí aflorantes (Frenguelli 1936, Vilela y García 1978, Torres 1985, Gallardo 1988, Hermanns y Strecker 1999). Estructuras tectónicas y de deformación de sedimentos blandos (SSDS por sus siglas en inglés), las cuales fueron interpretadas como sismitas (Hermanns *et al.* 2004, 2006, Hermanns y Niedermann 2011), han sido reportadas en dichos depósitos. Además de las deformaciones cuaternarias, la sismicidad en la región (terremoto de San Carlos-Angastaco, 23/09/1930, INPRES 2021, en el valle Calchaquí central y terremoto de La Poma 24/12/1930, INPRES 2021, en el valle Calchaquí Norte) ha demostrado ser particularmente destructiva. Las evidencias de actividad sísmica en los valles Calchaquíes, tanto históricas como geológicas y las observaciones existentes de deformación cuaternaria en los depósitos lacustres, convierten a esta región en un área de particular interés para la investigación neotectónica.

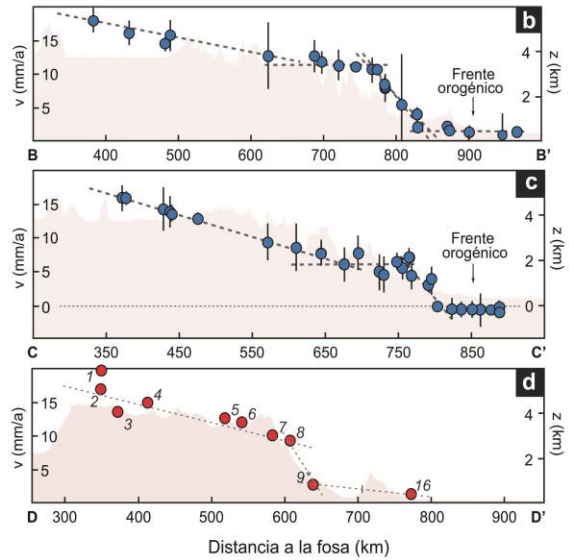
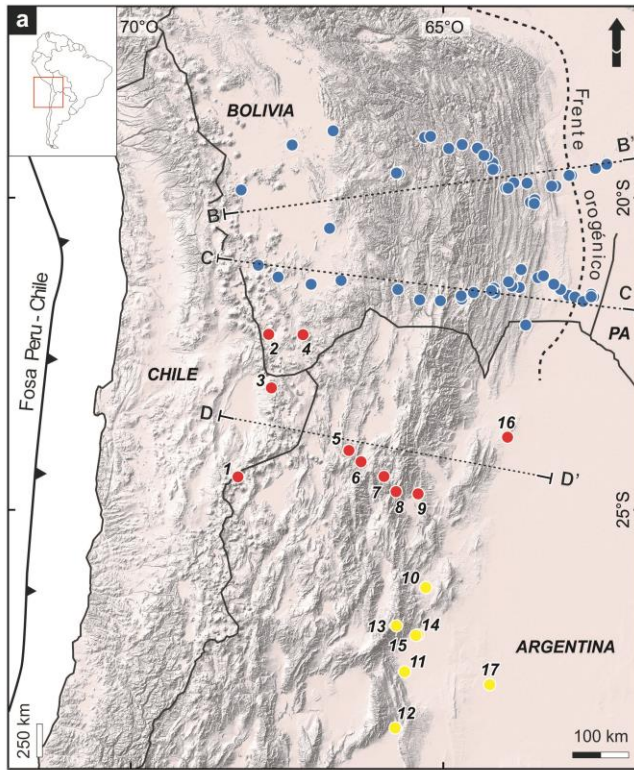
Luego de una revisión bibliográfica exhaustiva y de la interpretación preliminar de imágenes satelitales y modelos de elevación digital, se seleccionó el sector central de los valles Calchaquíes como zona de estudio, ya que allí afloran sedimentos relacionados al paleolago Cafayate con registro de actividad tectónica y existen dataciones radiométricas de los depósitos lacustres y de los deslizamientos cuaternarios asociados. Además de lo expuesto en la bibliografía, el análisis de teledetección inicial, anticipó la presencia de numerosas estructuras e interesantes relaciones estratigráficas en los sedimentos cuaternarios.



En este estudio, teniendo en cuenta que: 1) en el río de Las Conchas convergen los ríos Santa María y Calchaquí, que transportan los sedimentos desde el valle de Santa María y desde el valle Calchaquí, respectivamente, 2) que la oclusión del río de Las Conchas dio lugar a la sedimentación de depósitos lacustres, los cuales, como lo mencionan previos autores (ej. Torres 1985 y Gallardo 1988) y como se dará a conocer en esta contribución, se interdigitan con depósitos fluviales y aluviales, se considera por practicidad al sector central de la cuenca Calchaquí como depocentro cuaternario de Cafayate (Fig. 1). Tomando como referencia los depósitos lacustres, el límite norte de este depocentro se encuentra entre la confluencia del río Las Viñas con el río Calchaquí, los límites longitudinales corresponden a las serranías sierra León Muerto, cerro El Zorrito, cerro Amarillo, Cumbres Calchaquíes (límite Oriental) y la sierra de Quilmes (límite Occidental) y el límite sur del depocentro de Cafayate se lo considera en Colalao del Valle (Fig. 1b). Sin embargo, debido a los afloramientos y morfoestructuras de interés, este estudio se enfocó en el sector central-norte del depocentro de Cafayate (con el límite sur en Tolombón).

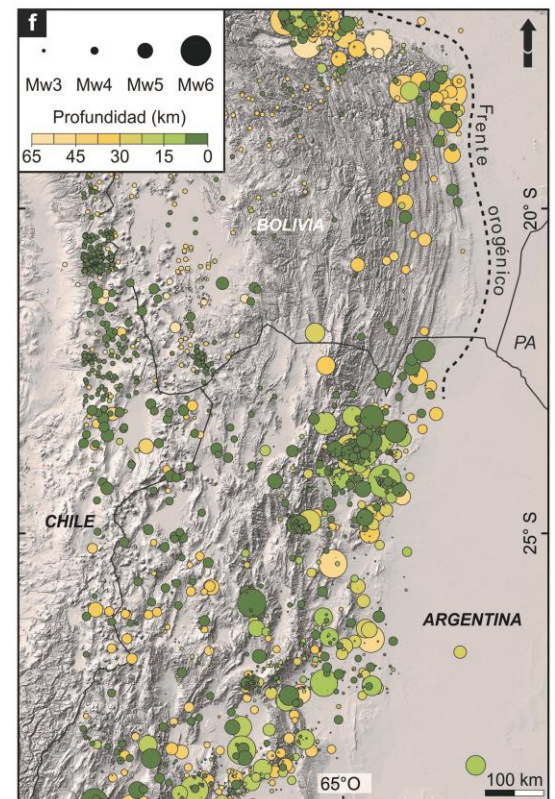
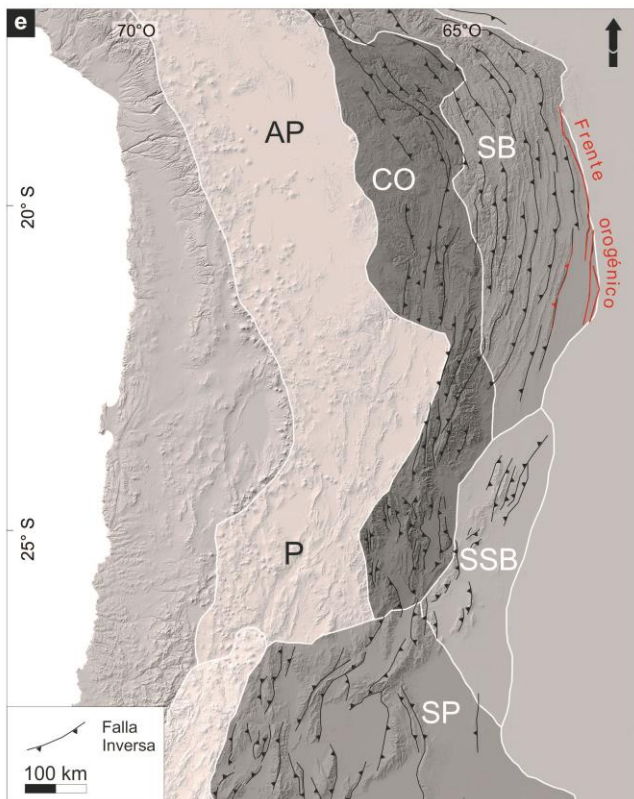
### **1.1. Contexto regional del depocentro de Cafayate e importancia del estudio neotectónico de los Andes Centrales**

El retroarco de los Andes Centrales de Bolivia y Argentina presentan dos estilos estructurales disímiles: faja plegada y corrida de piel fina en el sur de Bolivia y extremo septentrional de Argentina y cuña orogénica de piel gruesa al sur de los 23°30'S (Jordan *et al.* 1983, Mon y Salfity 1995). En el primero, la deformación es acumulada a lo largo del despegue basal (*décollement*), el cual permanece bloqueado hasta que la energía acumulada por el deslizamiento en las porciones más profundas, es liberada en una ruptura sísmica que desplaza toda la cuña orogénica hacia el antepaís (Chapple 1978, Brooks *et al.* 2003, 2011, Weiss *et al.* 2016). En este tipo de sistemas estructurales, la actividad sísmica cortical se concentra a lo largo de un frente orogénico bien definido, donde también se encuentran las principales evidencias de deformación reciente (Fig. 3) (Brooks *et al.* 2011, Hubbard *et al.* 2015, Weiss *et al.* 2015). Por otra parte, en cuñas orogénicas de piel gruesa, la deformación y el levantamiento se distribuyen de forma no sistemática a lo largo de la cuña orogénica produciendo la exhumación de bloques de basamento, frecuentemente mediante procesos de reactivación de estructuras previas como fallas normales y heterogeneidades en la fábrica metamórfica (ej. Chamberlin 1919, Jordan y Allmendinger 1986, Marshak *et al.* 2000,



AP- Altiplano; P- Puna; CO- Cordillera Oriental; SB- Sierras Subandinas;  
SSB- Sistema de Santa Bárbara; SP- Sierras Pampeanas; PA-Paraguay

1-SOCM; 2-COLO; 3-CJNT 4-UTUR; 5-TUZG; 6-SALC; 7-SRSA;  
8-GOLG; 9-UNSA; 10-TAVA; 11-JBAL; 12-CATA; 13-TRNC;  
14-TUCU; 15-TUC1; 16-LDOL; 17-TERO



“Paleolagos cuaternarios como marcadores neotectónicos, valle de Cafayate, Cordillera Oriental (NO de Argentina).”  
Tesis doctoral Sara Figueroa Villegas, 2021.



Figura 3: (a) Mapa de ubicación de las estaciones geodésicas y de los perfiles de velocidad GPS. Los círculos azules corresponden a las estaciones GPS utilizadas por Weiss et al. (2016), los rojos a McFarland et al. (2017), y los amarillos son las estaciones adheridas en este trabajo. (b) y (c) Perfiles topográficos ( $z$ ) y velocidades de superficie ( $v$ ) de Bolivia norte y sur respectivamente, modificados de Weiss et al. (2016). (d) Perfil con topografía y velocidades de superficie del NOA modificado de McFarland et al. (2017). Nótese el decrecimiento abrupto y la similitud en el patrón de velocidades en los tres perfiles. (e) Provincias geológicas de los Andes Centrales de Bolivia y del NOA con las principales estructuras cenozoicas de la cuña orogénica. Se muestra la ubicación del frente orogénico de Bolivia. (d) Sismicidad regional (entre 1987 y 2017) para el margen este de los Andes Centrales en Bolivia y del NOA. Datos sismológicos tomados del Centro Internacional Sismológico (ISC).

Lacombé y Bellhasen 2016). Este comportamiento se refleja en el paisaje en forma de serranías limitadas por fallas inversas de gran relieve local separadas entre sí por importantes cuencas intermontanas (Fig. 3) (ej. Strecker *et al.* 2012). El estilo estructural dominante en este tipo de sistemas influye en cómo se expresa la deformación, en la cantidad y ubicación del acortamiento orogénico, y en la distribución de la sismicidad y las estructuras sismogénicas.

La cuña orogénica del sur de Bolivia y el extremo septentrional de Argentina, es el prototípico ejemplo de fajas plegadas y corridas de piel fina en el retroarco de un orógeno de tipo andino (ej. Mingramm *et al.* 1979, Gubbels *et al.* 1993, Dunn *et al.* 1995, Moretti *et al.* 1996), donde la deformación elástica es acumulada a lo largo del nivel de despegue basal y liberada, parcialmente, como deformación permanente en el frente orogénico (Brooks *et al.* 2011). En contraste, la reactivación de estructuras previas del basamento juega un rol mayor en la evolución atemporal y dispersa en la faja plegada y corrida al sur de los  $23^{\circ}30'S$ , representada por la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara a la latitud de la zona de estudio (Fig. 3e). Esta región está caracterizada por numerosas serranías que tienen como núcleo rocas del basamento separadas por depresiones intermontanas (Mon y Salfity 1995, Kley *et al.* 1999, 2005, Iaffa *et al.* 2011, 2013), además de una distribución altamente no sistemática de la sismicidad cortical (Cahill *et al.* 1992, Storchak *et al.* 2013, Fig. 3f). Las heterogeneidades preexistentes en el basamento de la Cordillera Oriental y del Sistema de Santa Bárbara están relacionadas con fallas normales del rift cretácico del Grupo Salta (Mon y Salfity 1995, Cristallini *et al.* 1997, Carrera *et al.* 2006, Iaffa *et al.* 2011, Pearson *et al.* 2013) y hacia el extremo occidental de la Cordillera Oriental también con las fábricas



del basamento ígneo-metamórfico neoproterozoico–paleozoico inferior (Mon y Hongn 1996, Hongn *et al.* 2010, Montero-López *et al.* 2020).

La presencia de estilos estructurales contrastantes a lo largo del rumbo de los Andes Centrales ha sido vinculado primeramente a la variación del ángulo de subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Jordan *et al.* 1983). El ángulo de subducción es normal (*ca.* 30°) en el sur de Bolivia y decrece gradualmente hacia el sur donde se dispone en forma subhorizontal en la región de las Sierras Pampeanas (27-33° latitud sur) (Jordan *et al.* 1983). Sin embargo, esta aparente correlación espacial no puede, por sí sola, explicar la génesis de los sistemas de fajas plegadas y corridas en el antepaís andino (ej. Kley *et al.* 1999).

Hacia el sector frontal de la cuña orogénica de piel gruesa de la región de interés, la separación entre serranías se incrementa, mientras que la altitud disminuye (Mon 1979, Mon y Salfity 1995, Strecker *et al.* 2012). El impacto de la paleogeografía pre-andina en la acomodación del acortamiento cenozoico se manifiesta en una amplia zona de deformación sin un frente orogénico activo bien definido, en estructuras cuaternarias ampliamente distribuidas (Fig. 2), y crecimiento lateral del orógeno no sistemático a través del tiempo (Mortimer *et al.* 2007, Hain *et al.* 2011, Strecker *et al.* 2012, García *et al.* 2013 a, b, Casa *et al.* 2014). La diferencia entre los estilos y comportamientos estructurales del Sistema Subandino con el del Sistema de Santa Bárbara, también se observa en la sismicidad. Los eventos sísmicos corticales en Argentina, al sur de los 23°30'S, se encuentran distribuidos a través de la toda la cuña orogénica (Cordillera Oriental + Sistema de Santa Bárbara) mientras que al norte se concentran en proximidades del frente de deformación activo (Fig. 3f) (Catalogo sísmico de la ISC, Brooks *et al.* 2011, Storchak *et al.* 2013, Zeckra 2020).

A pesar de que las características estructurales y tectónicas generales de los Andes Centrales del NOA son bien conocidas, los detalles sobre el comportamiento temporo-espacial sismo-tectónico no son bien comprendidos, dificultando una adecuada correlación entre las tasas de acortamiento cortical cuaternarias de potenciales estructuras sismogénicas y los datos sísmicos y geodésicos. Para un mejor entendimiento de la evolución del orógeno y para evaluar la amenaza sísmica asociada a las estructuras cuaternarias es esencial conocer su distribución regional, sus



características cinemáticas y estimar las tasas de acortamiento involucradas. La aplicación de métodos de geomorfología tectónica y paleosismología para el estudio de la evolución reciente de la cuña orogénica, resulta esencial para mejorar dicho entendimiento.

La creciente necesidad de comprender la actividad neotectónica del retroarco de los Andes Centrales del NOA, tanto para entender su evolución tectónica reciente, como la relación con la actividad sísmica, se refleja en el aumento en los últimos años de trabajos enfocados en la deformación cuaternaria (ej. Hermanns y Strecker 1999, Riller y Hongn 2003, Carrera y Muñoz 2008, 2013, Carrapa *et al.* 2011, Hongn *et al.* 2014, Hermanns y Niedermann 2011, Yamin *et al.* 2011, Santimano y Riller 2012, García *et al.* 2013 a, b, 2019, Pingel *et al.* 2013, 2016, 2019, Barcelona *et al.* 2014, Figueroa 2015, Escalante 2015, Seggiaro *et al.* 2016, Aranda Viana 2016, Escalante *et al.* 2016, 2017, Aranda Viana *et al.* 2018, Figueroa *et al.* 2017, 2018, 2019, 2020, Elías *et al.* 2018, Arnous *et al.* 2020). Sin embargo, son escasos los estudios dirigidos a conocer la relación entre las estructuras cuaternarias, la sedimentación, edad de los movimientos y de cómo impacta este análisis integral en la morfología del relieve. Los trabajos que mayor información aportan al estudio integrado de la neotectónica en una cuenca y su relación con el contexto tectónico regional son los de Pingel *et al.* (2013) y García *et al.* (2013 a, b, 2019). Estos estudios sobre las cuencas de Humahuaca y del valle de Lerma respectivamente, reflejan la necesidad del análisis neotectónico integral en otras cuencas de la cuña orogénica que permitan comparaciones para la evaluación regional de la deformación cuaternaria en el espacio y en el tiempo. En este contexto, el depocentro de Cafayate resulta particularmente atrayente, ya que la presencia de depósitos lacustres, que por su naturaleza son marcadores adecuados de la deformación, junto a la actividad neotectónica documentada por investigaciones previas, la convierten en un escenario ideal para la investigación integral de la evolución del sector central de los valles Calchaquíes.

Si bien este trabajo se enfoca en el estudio de una cuenca intermontana dentro de la cuña orogénica (cuenca Calchaquí, depocentro de Cafayate), resulta desafiante la comparación de los datos obtenidos locales, con otras cuencas adyacentes y en conjunto para entender cómo se acomoda la deformación en el Cuaternario lo que, en última instancia, ayudará a comprender las diferencias con el estilo estructural subandino. Con este fin, se busca conocer donde se manifiesta la deformación y las tasas de deformación asociadas.



## 1.2. Tasas de acortamiento

La magnitud de la deformación en el retroarco andino del NOA ha sido estudiada mediante métodos diversos y escalas temporales variadas, desde cálculos de tasas de acortamiento a lo largo de decenas de millones de años en secciones estructurales balanceadas regionales (Echavarría *et al.* 2003, McQuarrie *et al.* 2008, Pearson *et al.* 2013). También existen algunas determinaciones locales de tasas de acortamiento para el cuaternario que han sido estimadas a partir de datos estructurales y dataciones radiométricas (Mugnier *et al.* 2006, Ramos *et al.* 2006, García *et al.* 2013a, 2019)

Para conocer si la tasa de deformación a lo largo del orógeno ha sido constante en el tiempo o presentó variaciones, todas las escalas temporales deben ser consideradas. Las tasas de acortamiento en escala temporal del orden de los millones de años fueron calculadas en Bolivia y en el NOA mediante la restauración de secciones estructurales balanceadas desde Cordillera Oriental a Sierras Subandinas en Bolivia y desde Cordillera Oriental al Sistema de Santa Bárbara en Argentina. McQuarrie *et al.* (2008) obtuvieron tasas de acortamiento de 7 mm/a en la Cordillera Oriental de Bolivia, durante el tiempo comprendido entre los 50 a 25 Ma y de 4–8 mm/a en las Sierras Subandinas para los últimos 15 Ma. Echavarría *et al.* (2003) establecieron tasas de acortamiento del Cuaternario para el Sistema Subandino de Argentina entre 8 y 11 mm/a, basados en perfiles balanceados regionales, polaridad magnética y cenizas volcánicas datadas isotópicamente. Mugnier *et al.* (2006), a través de análisis morfotectónicos en la región del río Pilcomayo, obtuvieron tasas de acortamiento desde 1 a 7 mm/a en tres estructuras regionales del Sistema Subandino boliviano, con la mayoría de la deformación concentrada en una de las estructuras.

En el sector de la cuña orogénica de piel gruesa del NOA Pearson *et al.* (2013) calcularon el promedio de las tasas de acortamiento por periodo de tiempo a la latitud de 25-26°S y obtuvieron tasas de 1,9 mm/a desde 40 a 12 Ma, 6,5 mm/a desde 12 a 4 Ma y 3,6 mm/a desde 4 Ma hasta el Holoceno. También se realizaron cálculos de levantamiento y/o acortamiento en secciones y estructuras locales en el NOA. Por ejemplo, García *et al.* (2013 b, 2019) determinaron tasas de levantamiento para el Pleistoceno superior–Holoceno de 0,3 a 0,7 mm/a en el valle de Lerma (Fig. 2) en las cercanías de la ciudad de Salta. Asimismo, Ramos *et al.* (2006) calcularon tasas de



acortamiento de 2,34 mm/a en la parte oriental de las Lomas de Olmedo (Fig. 2). Aunque la información disponible es escasa y dispersa, en líneas generales los datos muestran coherencia. La investigación neotectónica del depocentro de Cafayate ha permitido calcular las primeras tasas de acortamiento cuaternarias en la parte interna de la cuña orogénica, aportando nuevos datos al estudio neotectónico.

### 1.3. Velocidades de superficie

La deformación activa y los desplazamientos de superficie en los Andes Centrales son monitoreados desde hace algunas décadas por sistemas de posicionamiento global (GPS). Estudios previos calcularon los vectores de desplazamiento horizontal a partir de campos de velocidades para el retroarco de los Andes Centrales (Norabuena *et al.* 1998, Kendrick *et al.* 2003, Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016, McFarland *et al.* 2017).

Hasta el presente, existen estudios de GPS sobre tres transectas, dos en Bolivia y una en el norte de Argentina (Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016, McFarland *et al.* 2017). Las dos transectas de Bolivia se encuentran ubicadas al norte y al sur (Fig. 3a-c), con una cobertura longitudinal desde el Altiplano hasta la faja plegada y corrida del Sistema Subandino (Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016). La tercera transecta (Fig. 3d) se extiende entre la Precordillera chilena y el Sistema de Santa Bárbara del noroeste argentino (McFarland *et al.* 2017). Los modelos de velocidades de GPS obtenidos muestran un patrón de decrecimiento de velocidades en sentido oeste-este muy similar (Fig. 3a-d), a pesar de estar ubicados sobre regiones con estilos estructurales contrastantes de piel fina (Cordillera Oriental-Sierras Subandinas) y piel gruesa (Cordillera Oriental-Sistema de Santa Bárbara). Los vectores de desplazamiento horizontal en el norte de Bolivia muestran un rápido decrecimiento de 10 a 2 mm/a en 60 km, en el sur de Bolivia el decrecimiento de velocidades es menos marcado disminuyendo de 6 a casi 0 mm/a en 100 km (Weiss *et al.* 2016), mientras que el resultado obtenido por McFarland *et al.* (2017) para el NOA muestra que las velocidades decrecen abruptamente de 10 a 4 mm/a en 20 km en el extremo oriental de la Cordillera Oriental (Fig. 3a-d).

Con el fin de conocer como la deformación se acomoda en el orógeno de piel gruesa del NOA y entender si las tasas de acortamiento en distintas escalas temporales están correlacionadas, en





este trabajo se analizaron datos de GPS geodésicos incorporando nuevas estaciones existentes al sur de la transecta presentada por McFarland *et al.* (2017). De esta forma, además de las tasas de acortamiento calculadas para el Pleistoceno tardío a partir de datos geológicos y dataciones radiométricas se aporta nueva información sobre velocidades de superficie mediante una nueva transecta en la porción de los Andes del NOA con estilo estructural de piel gruesa (Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara).

#### 1.4. La importancia del registro cuaternario del depocentro de Cafayate

Como se expresó anteriormente, el depocentro de Cafayate presenta potencial para el estudio de la tectónica cuaternaria, ya que existen registros de actividad sísmica histórica e instrumental, y evidencias de deformación tectónica cuaternaria en la región. Asimismo, el análisis del registro geológico de este depocentro ha permitido mejorar el entendimiento de la evolución cuaternaria de la cuenca intermontana de los valles Calchaqués.

Las cuencas intermontanas de la Cordillera Oriental son de vital importancia para comprender la evolución cuaternaria del orógeno andino, ya que al estar conectadas con el nivel de base del antepaís, pero presentan asimismo eventos de oclusión, representan la transición entre las cuencas endorreicas del Altiplano-Puna y las cuencas del Sistema de Santa Bárbara y Llanura Chaco-Pampeana que tienen conexión permanente con el océano Atlántico (ver cuenca hidrográfica de los valles Calchaqués en Fig. 1b).

Numerosos trabajos se han enfocado en conocer la dinámica de las cuencas intermontanas del NOA (Bossi *et al.* 2001, Starck y Anzótegui 2001, Hain *et al.* 2011, Hilley y Strecker 2005, Mortimer *et al.* 2007, Strecker *et al.* 2007, González Bonorino y Abascal 2012, García *et al.* 2013, 2019, Pingel *et al.* 2016, 2019, Streit *et al.* 2017, Tofelde *et al.* 2017, Ballato *et al.* 2019). Algunos de estos muestran que la conexión hidrológica de numerosas cuencas intermontanas de la Cordillera Oriental con la Llanura Chaco-Pampeana ha sido variable en el tiempo. En aquellas cuencas con episodios de desconexión con el antepaís se encuentran evidencias de varias transiciones entre drenaje interno y externo, con episodios de aislamiento, consecuente agradación, y posterior reconexión con erosión del relleno (Strecker *et al.* 1989, 2007, 2009, Hilley y Strecker 2005, Mortimer *et al.* 2007, Schoenbohm *et al.* 2015, McCarthy *et al.* 2019). Incluso, se han



reconocido episodios repetitivos de agradación y erosión durante el Cuaternario (quebrada del Toro, Robinson *et al.* 2005, Tofelde *et al.* 2017), sugiriendo una relación compleja entre movimientos tectónicos, ajustes de la red de drenaje y clima (Strecker *et al.* 1989, Hilley y Strecker 2005, Robledo *et al.* 2020). Los factores que determinan la conectividad de las cuencas con el antepaís son la tasa de erosión, la tasa de levantamiento y la precipitación (Sobel *et al.* 2003), y por lo tanto el reconocimiento de episodios de aislamiento de las cuencas y el análisis de los depósitos asociados brinda información sobre tales factores.

Las cuencas intermontanas a lo largo del margen occidental de la Cordillera Oriental en el NOA representan un laboratorio natural excepcional para comprender las influencias de la tectónica, clima y sedimentación en el paisaje. Estas cuencas son áridas a hiper-áridas, y en consecuencia, cambios menores a moderados en la precipitación y la descarga que ocurren en escala de tiempo de décadas a miles de años pueden conducir a cambios significativos en los procesos superficiales del área (ej. Coppus e Imeson 2002, Amsler *et al.* 2005), y por lo tanto se encuentran en el umbral de sensibilidad de los procesos geomorfológicos (Strecker *et al.* 2009).

La depresión de los valles Calchaquíes (Fig. 1b) es la mayor de las cuencas intermontanas que bordean al Altiplano-Puna. El carácter intermontano de los valles Calchaquíes fue causado por el levantamiento de los bloques montañosos de la sierra León Muerto, Cumbres Calchaquíes, serranías de Malcante-Lesser y Agua de Castilla a partir de los *ca.* 6 Ma a lo largo del borde oriental de los valles conduciendo a la aridificación de la cuenca (Kleinert y Strecker 2001, Sobel y Strecker 2003, Coutand *et al.* 2006, Strecker *et al.* 2007, Bywater-Reyes *et al.* 2010, Pearson *et al.* 2013, García *et al.* 2013 b, Payrola-Bosio *et al.* 2020). El levantamiento de estos bloques de basamento significó que el río de las Conchas se transformara en el único colector que desagua hacia los valles orientales (valle de Lerma y regiones más hacia el este). El depocentro de Cafayate se encuentra en la zona más deprimida de los valles Calchaquíes, donde confluyen los ríos Calchaquí y Santa María en el río de Las Conchas, el curso fluvial que conecta esta región con el antepaís. Consecuentemente, la zona contiene archivos geológicos que documentan su evolución durante el Plioceno–Cuaternario. Los depósitos lacustres de este depocentro registran períodos de desconexión del sistema Calchaquí-Santa María (Fig. 1b) con las cuencas hidrográficas orientales. Los sucesivos eventos de oclusión del río de Las Conchas, y subsecuente instauración de un



ambiente lacustre, significaron un cambio del nivel de base local para los ríos Calchaquí y Santa María y períodos de no evacuación de los sedimentos fluviales. Por lo tanto, el depocentro de Cafayate representa un área clave para el estudio de los procesos geológicos del Cuaternario, ya que los depósitos lacustres son tanto una herramienta para el estudio de la actividad neotectónica, como para el análisis de la interacción entre los procesos de agradación, erosión y tectónica.

El estudio integrado de la neotectónica del depocentro de Cafayate, incluye la utilización de los depósitos lacustres como niveles guías para la deformación, la interrelación entre la depositación fluvial, aluvial y lacustre con los episodios de deformación, y la interacción de la actividad tectónica con los procesos superficiales por medio de métodos de geología estructural, sedimentología y morfotectónica.

### 1.5. Objetivos

El estudio integrado de la neotectónica en el depocentro de Cafayate, utilizando paleolagos cuaternarios como marcadores de la deformación generó una serie de interrogantes acerca de la evolución cuaternaria en esta porción de la Cordillera Oriental en el contexto regional. Por eso, se establecieron objetivos a diferentes escalas, el primero y principal dirigido a la investigación del depocentro de Cafayate, en este marco, es esencial el enfoque sobre la edad y las relaciones estratigráficas entre los componentes cuaternarios de la cubierta sedimentaria, distribución y cinemática de las estructuras, y cronología de los eventos de deformación, sedimentación y erosión. A partir de estos estudios se procuró analizar los resultados en un marco regional para comparar las tasas de deformación del orógeno en diferentes escalas espaciales y temporales, desde decenas y centenas de miles de años (acortamiento a partir de secciones estructurales balanceadas) a decenas de años (velocidades de superficie).

De esta forma, los objetivos generales se pueden enumerar de la siguiente manera:

- 1- Conocer la evolución del depocentro de Cafayate durante el Pleistoceno tardío al Holoceno, haciendo énfasis en los depósitos lacustres para reconocer episodios de deformación, agradación y erosión.



2- Entender la deformación cuaternaria del área estudiada en el contexto de la cuña orogénica de piel gruesa, comparando los resultados de este trabajo con tasas de acortamiento en otras regiones y velocidades superficiales obtenidas con estaciones geodésicas.

Entre los objetivos específicos de esta tesis se destacan:

- Identificar y describir la estratigrafía cuaternaria con énfasis en los depósitos lacustres.
- Determinar la cronoestratigrafía cuaternaria del depocentro de Cafayate.
- Establecer el ajuste temporal de la actividad de las estructuras cuaternarias.
- Conocer las relaciones espacio-temporales de la evolución del depocentro.
- Contextualizar la historia de relleno sedimentario del sector central de los valles Calchaquíes y compararla con el registro paleoclimático.
- Comparar los resultados de tasas de acortamiento geológicas y velocidades superficiales geodésicas a nivel regional.

### 1.6. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se enmarca en el sector central de los valles Calchaquíes e incluye las localidades de Cafayate, Animaná y San Carlos, y el paraje de Las Viñas (Fig. 1b). El área ocupa el sector sur-central de la provincia de Salta e involucra a los departamentos de Cafayate y San Carlos, entre los paralelos 25° 45' - 26° 10' LS y los meridianos 66° 10' – 65° 40' LO. Para acceder desde la ciudad de Salta, hay que transitar 190 km por la ruta provincial N° 68 hasta Cafayate. A la zona norte del área de estudio se accede desde Cafayate por la ruta N° 40 hasta el pueblo de San Carlos. Toda el área es fácilmente accesible durante todo el año, por rutas, o por huellas en buen estado.



## 2. MARCO GEOLÓGICO

El término de valles Calchaquíes se utiliza para incluir varias depresiones intermontanas, principales y secundarias (Santa María, Cajón, Amaicha, Calchaquí, Amblayo, Tonco, Luracatao, Hualfín-Colomé, Pucará, Fig. 4) que forman parte de la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas Noroccidentales del retroarco de los Andes Centrales del NOA (Ramos 2017, Fig. 2). Los valles Calchaquíes se ubican inmediatamente al este de la Puna, en la parte interna de la cuña orogénica de piel gruesa. Por sus particularidades geológicas, estructurales y estratigráficas que difieren a las de Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, algunos autores consideran al área como una región morfotectónica independiente denominada Cumbres Calchaquíes (Baldis *et al.* 1976) o Calchaquenia (Salfity 2004). La razón principal por la cual estos autores sugieren definirla como una región morfotectónica independiente es la ausencia de las secuencias cambro–ordovícicas ampliamente representadas hacia el norte del lineamiento El Toro y la presencia de rocas del Grupo Salta, que se encuentran escasamente representadas hacia el norte (Salfity y Marquillas 1994). Sin embargo, a pesar de los argumentos para denominar una región morfotectónica independiente, esta terminología no ha sido ampliamente utilizada en la bibliografía, por lo cual en este trabajo se considera a las partes central y norte de los valles Calchaquíes como parte de la Cordillera Oriental. La característica estructural principal de Cordillera Oriental (CO) es el estilo tectónico de piel gruesa, controlado, en mayor parte, por la inversión tectónica y reactivación de estructuras, dando lugar a los sistemas de corrimientos con doble vergencia (Turner y Mon 1979, Cristallini *et al.* 1997, Ramos 2017). La deformación en el Sistema de Santa Bárbara (SSB), por su parte, está mayormente representada por pliegues, con mayor espaciamiento entre estructuras y menor gradiente topográfico. En conjunto, el SSB y la CO a estas latitudes se diferencian de las cuñas orogénicas aledañas por presentar deformación de piel gruesa y frecuentes corrimientos con vergencia occidental (Mingramm *et al.* 1979, Grier *et al.* 1991, Kley *et al.* 1999, Kley y Monaldi 2002). En el borde oriental del SSB se distinguen corrimientos de piel fina con vergencia al este que afectan sedimentos del Pleistoceno (Baldis *et al.* 1976, Iaffa *et al.* 2013). Por su parte, las Sierras Pampeanas (SP) fueron definidas como una provincia morfotectónica con estructura contraccional formada por bloques de basamento rotados, con niveles de despegue coincidentes con transiciones frágil–dúctiles dentro de la corteza (Jordan y Allmendinger 1986, Ramos 2017).

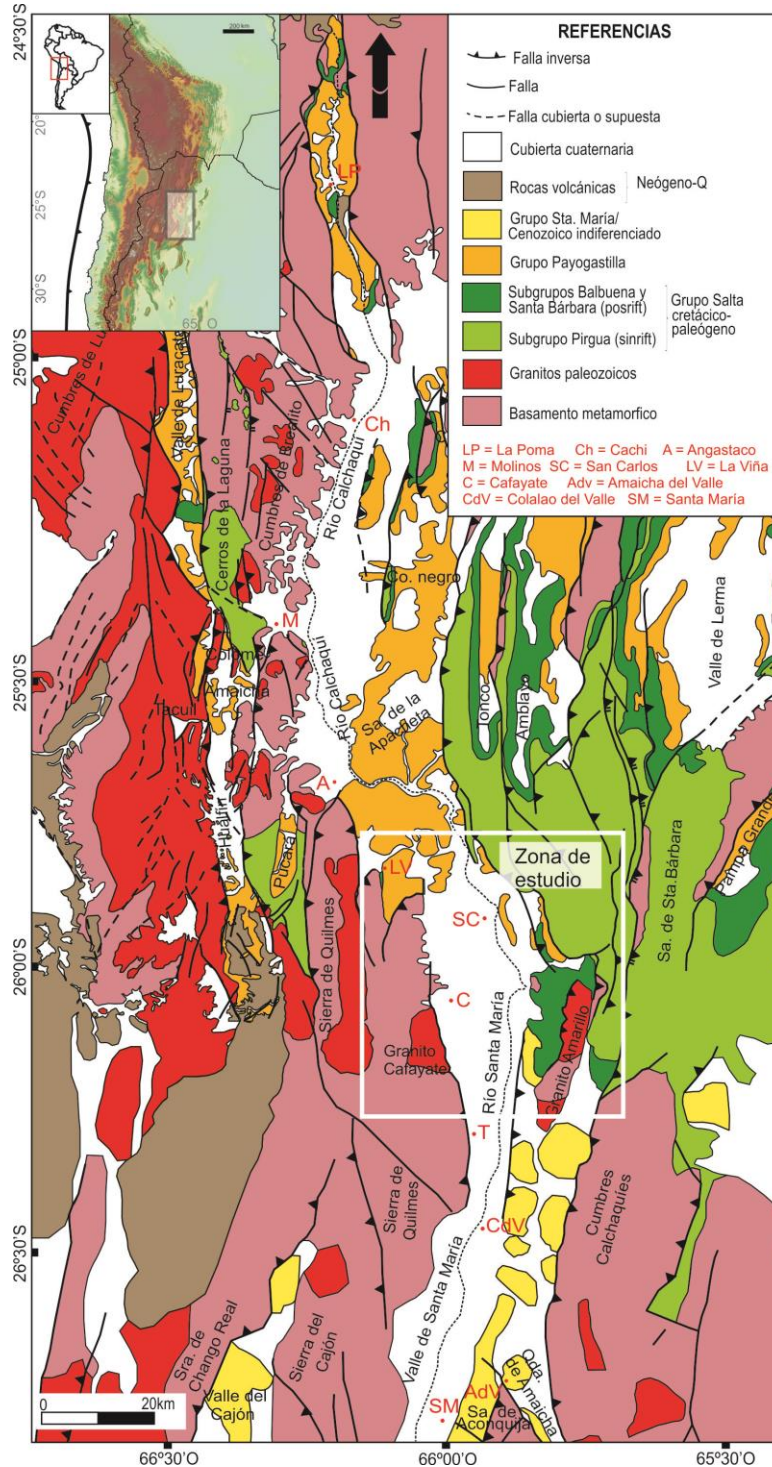


Figura 4. Mapa geológico de los valles Calchaquíes tomado de Aramayo (2015), quien compiló de Ibáñez (2000), Hongn y Seggiaro (2001), Mortimer et al. (2007), Guzmán (2009) y del Papa et al. (2013b).



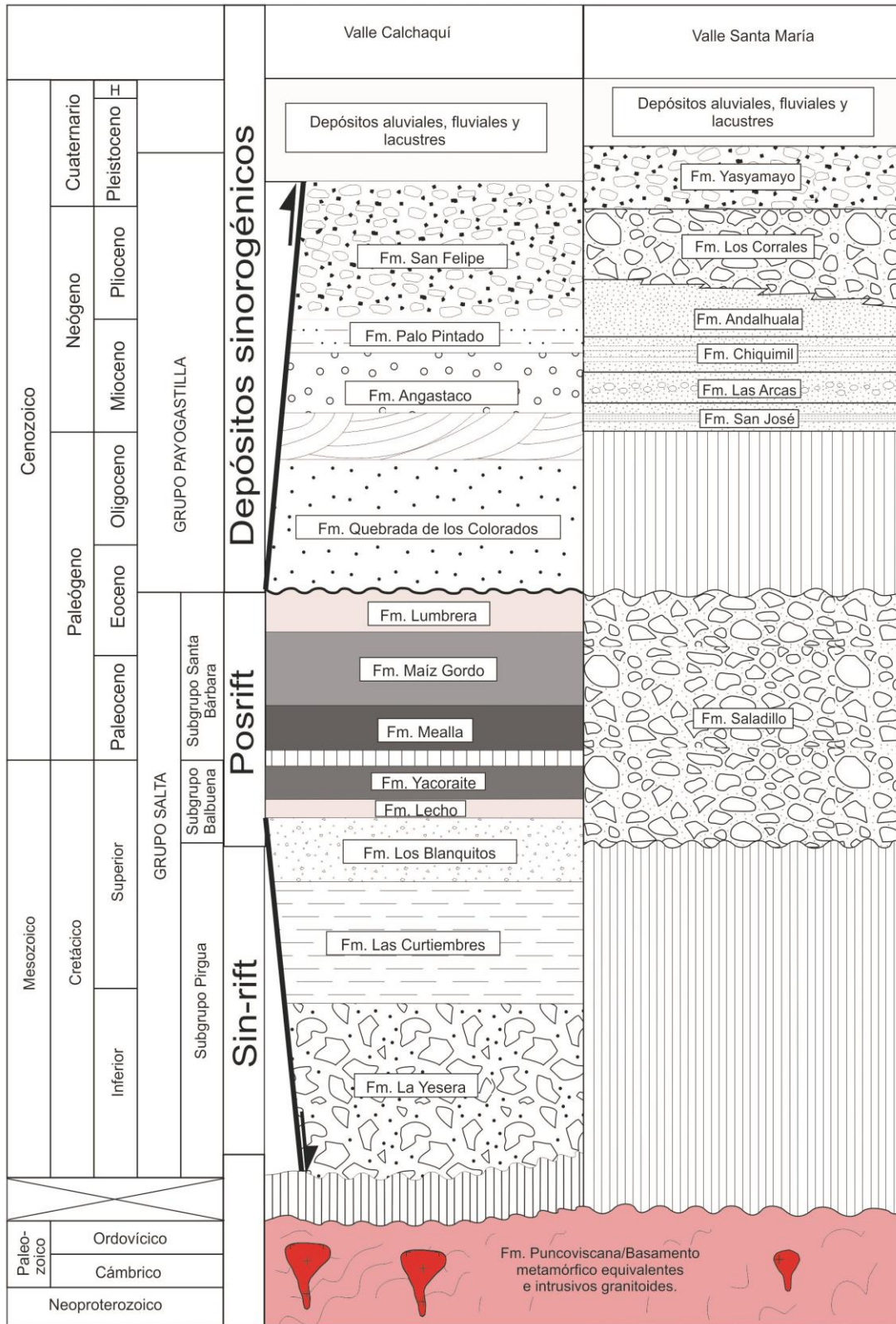
## 2.1 Antecedentes regionales

En esta sección se describe la geología general de la región Calchaquí haciendo énfasis en los numerosos eventos tectónicos que afectaron a las unidades pre-cuaternarias y que fueron responsables de la configuración morfoestructural regional de esta porción del orógeno andino. Los antecedentes de carácter regional tienen un rol fundamental para contextualizar la deformación cuaternaria como el último estadio de la orogenia andina.

### 2.1.1. Estratigrafía

La columna estratigráfica (Fig. 5) inicia con el basamento neoproterozoico–cámbrico inferior (leptometamorfitas de la Formación Puncoviscana, Turner y Mon 1979, y equivalentes metamórficos de medio–alto grado) caracterizado por una alternancia de pelitas, grauvacas y areniscas que corresponden a depósitos turbidíticos intermedios a distales (Jezek 1990, Toselli *et al.* 2017). En las Cumbres Calchaquíes y zonas aledañas se reconocen facies de blastopsamitas y pizarras, hacia el oeste, en la sierra de Quilmes, el basamento metamórfico está representado por filitas esquistos, gneises y migmatitas del Complejo Tolombón (Rapela 1976, Toselli *et al.* 1978), dividido en cuatro zonas metamórficas: 1) clorita, 2) biotita-muscovita, 3) granate-cordierita-sillimanita, 4) ortopiroxeno (Büttner *et al.* 2005). Las facies de medio a alto grado se caracterizan por presentar metamorfismo de alta temperatura y presiones medias a intermedias (Rapela 1976, Toselli y Rossi de Toselli 1973). El basamento lepto-metamórfico se encuentra intruido por plutonitas de edad cambro–ordovícica (Rapela *et al.* 1982, Miller *et al.* 1991, Toselli *et al.* 2003, Büttner *et al.* 2005, Suzaño *et al.* 2017).

La columna estratigráfica de los valles Calchaquíes se caracteriza por la ausencia de sedimentitas paleozoicas y del Mesozoico inferior (Fig. 5). El paleozoico se encuentra representado por plutonitas del evento térmico ordovícico (Hongn y Riller 2007, Toselli *et al.* 2017, Suzaño *et al.* 2017, Weinberg *et al.* 2018). Se destaca la intrusión del granito Cafayate en el Complejo Tolombón de la sierra de Quilmes al oeste de la localidad de Cafayate (Fig. 6) (Büttner *et al.* 2005). El granito Cafayate ( $460 \pm 8$  Ma, Büttner *et al.* 2005) consiste en granitos y tonalitas peraluminosos que contienen muscovita, granate y epidoto (Rapela 1976, Rapela *et al.* 1990).



“Paleolagos cuaternarios como marcadores neotectónicos, valle de Cafayate, Cordillera Oriental (NO de Argentina).”  
Tesis doctoral Sara Figueroa Villegas, 2021.





Figura 5: Cuadro estratigráfico del valle Calchaquí modificado de Aramayo (2015), y del valle de Santa María modificado de Muruaha (2001) y Cristallini *et al.* (2004); H= Holoceno.

Además de las plutonitas ordovícicas, se reconoce en la zona el granito cerro Amarillo (Figs. 4 y 6) (edad probable  $330 \pm 10$  Ma, Rapela 1976) que intruye a las metamorfitas de bajo grado aflorantes en el sector sudeste del área de estudio (Figs. 4 y 6). Este cuerpo fue descrito como un granito biotítico-horbléndico con feldespatos alcalinos, plagioclasas y cuarzo. La característica distintiva del granito cerro Amarillo es la presencia de megacrystalos de feldespato alcalino que le otorgan a la roca color rosado-violáceo en fractura fresca (Rapela 1976).

Sobre el basamento se apoyan en no concordancia sedimentitas cretácicas y cenozoicas irregularmente distribuidas (Figs. 5 y 6). La cubierta sedimentaria comienza con el Grupo Salta (Turner 1959) cuya sedimentación estuvo relacionada con el desarrollo de un rift intracratónico controlado por los procesos extensionales asociados a la apertura del océano Atlántico Sur (Ramos y Aleman 2000) y a la extensión de trasarco vinculada con la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (ej. Viramonte *et al.* 1999). Salfity y Marquillas (1994) reconocen en la cuenca de rift dos tipos principales de relleno: 1) de sin-rift, y 2) de post-rift. El primero corresponde a la sedimentación del Subgrupo Pirgua (Vilela 1951 *nom transl.* Reyes y Salfity 1973), que consiste en una sucesión de brechas, conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones de rocas volcánicas, correspondientes a depósitos fluviales y aluviales (Sabino 2002). El segundo agrupa a los sedimentos de la etapa de subsidencia térmica, representado por los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, los cuales constituyen las últimas expresiones de este ciclo sedimentario que perduró hasta el Eoceno medio (Salfity y Marquillas 1999). El Subgrupo Balbuena se corresponde con los estadios iniciales de la subsidencia térmica (Marquillas *et al.* 2005), incluye las areniscas carbonatadas de la Formación Lecho (Mastrichtiano) (Turner 1959) y las calizas de la Formación Yacoraita (Mastrichtiano–Daniano) (Turner 1959). El Subgrupo Santa Bárbara representa la sucesión de post-rift más espesa compuesta por brechas fluviales anaranjadas, areniscas, lutitas y calizas lacustres blancas o verdosas y pelitas y areniscas rojas (Marquillas *et al.* 2005).



La sedimentación del Eoceno medio–Cuaternario, que se dispone mediante diferentes relaciones sobre el Grupo Salta (concordancia-discordancia) y el basamento (no concordancia), está relacionada con la orogenia andina. Esta sedimentación se encuentra representada mayormente por el Grupo Payogastilla (valles Calchaquíes central-norte, Luracatao, Pucará, Tonco y Amblayo), y el Grupo Santa María (valle de Santa María, y valle del Cajón). En este trabajo se dará mayor importancia a la descripción del Grupo Payogastilla, dado que refleja la sedimentación andina en la zona de estudio.

El Grupo Payogastilla, está constituido de base a techo por las Formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe (Fig. 5, Díaz y Malizzia 1983, Díaz *et al.* 1987). Estas unidades están conformadas por sucesiones clásticas de conglomerados, areniscas y escasas pelitas, con intercalaciones volcánicas (tobas) que han permitido ajustar la cronología de las tres Formaciones superiores del Grupo (véase Carrera y Muñoz 2008, Carrapa *et al.* 2011, Coutand *et al.* 2001, del Papa *et al.* 2013b, Pingel *et al.* 2013, 2016, Galli *et al.* 2014, Aramayo *et al.* 2017a).

Las Formaciones inferiores del Grupo Payogastilla (Quebrada de Los Colorados y Angastaco) constituyen el relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís, en cuya configuración tuvo influencia la reactivación de estructuras y heterogeneidades del basamento y la inversión de fallas normales asociadas al sistema de rift cretácico (Grier *et al.* 1991, Coutand *et al.* 2001, Deeken *et al.* 2006, Carrera *et al.* 2006, Hongn *et al.* 2010, Carrera y Muñoz 2008, 2013). La depositación inicial del Grupo Payogastilla (Formación Quebrada de Los Colorados) contiene rasgos de sedimentación sintectónica (ej. estructuras de crecimiento, discordancias progresivas) que demuestran que durante el Eoceno se inició la propagación de la deformación andina hacia el antepaís (del Papa *et al.* 2004, 2013a, Hongn *et al.* 2006a, 2007, Payrola-Bosio *et al.* 2009, 2020).

La Formación Quebrada de los Colorados yace en relación de discontinuidad estratigráfica, e incluso de discordancia, sobre distintas unidades del Grupo Salta. A su vez se disponen en relación de *onlap* sobre la superficie de discordancia (del Papa *et al.* 2004). Se interpreta para esta unidad un ambiente sedimentario fluvial distal y de abanicos aluviales en posiciones medias a distales. La sedimentación de la Formación Quebrada de los Colorados tuvo un fuerte control tectónico (Carrapa *et al.* 2011, del Papa *et al.* 2013a, Aramayo *et al.* 2017a). del Papa *et al.* (2013a) a partir



del registro de mamíferos de Edad *Casamayorensis*, asignan al Eoceno medio la depositación de la Formación Quebrada de los Colorados.

La Formación Angastaco está definida por dos miembros: uno basal llamado Miembro Tin Tin, representado por eolianitas desarrolladas en un campo de dunas, y uno superior, Miembro Las Flechas, cuyo ambiente de depositación es fluvial dominado por corrientes de canalización someras, del tipo entrelazado (Carrapa *et al.* 2011, del Papa *et al.* 2013b, Pingel *et al.* 2016, Aramayo *et al.* 2017b). La edad de la base de la Formación Angastaco fue establecida, en base a la datación de zircones detríticos en  $21.4 \pm 0.7$  Ma (Carrapa *et al.* 2011), una toba intercalada en sus niveles basales brindó una edad U/Pb sobre zircones de 21.0 Ma (del Papa *et al.* 2013a).

La Formación Palo Pintado es gradacional con la Formación Angastaco y consiste en una secuencia sedimentaria granodecreciente, formada por conglomerados, areniscas y rocas pelíticas, interpretadas como depositadas en un ambiente fluvial meandroso con llanuras de inundación que albergaban zonas tipo humedales (Díaz y Malizzia 1983, Díaz y Miserendino Fuentes 1988, Starck y Anzótegui 2001, Galli *et al.* 2011a). Los datos paleontológicos y de dataciones absolutas sugieren una edad de  $10,29 \pm 0,11$  Ma para la base de esta unidad (Marshall *et al.* 1983 en del Papa *et al.* 2013a, Galli *et al.* 2011b, 2014).

La Formación San Felipe está en contacto gradacional con la Formación Palo Pintado y consiste en conglomerados con unidades de areniscas. Esta Formación fue interpretada como un sistema fluvial tipo *braided* y depósitos distales de abanico aluvial (Díaz y Malizzia 1983, Díaz y Miserendino Fuentes 1988, Bywater-Reyes *et al.* 2010). La edad radiométrica de cenizas volcánicas en la base de San Felipe es *ca.* 5.2 Ma (Bywater-Reyes *et al.* 2010).

Hacia el sur de los valles Calchaqués, en el valle de Santa María, la sedimentación andina se encuentra representada por el Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro 1963). La subdivisión del subgrupo Santa María fue discutida por numerosos autores (Bossi y Palma 1982). Siguiendo la recomendación de González *et al.* (2000), se considera en este trabajo, la subdivisión de Vergani *et al.* (1991, en González *et al.* 2000), en el cual el Grupo Santa María está integrado por las Formaciones Saladillo, San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala, Los Corrales y Yasyamayo.



La Formación Saladillo se apoya sobre el basamento ígneo-metamórfico, y la sedimentación comienza con facies conglomerádicas a areniscas rojas fluviales (Bossi *et al.* 1998). La Formación San José (Galván y Ruiz Huidobro 1963), suprayace en discordancia a la Formación Saladillo y está constituida por areniscas y pelitas intercaladas con carbonatos de ambiente lacustre (Díaz 2013, Góngora 2015). El techo de la Formación fue datado paleomagnéticamente en 9,1 Ma (Spagnuolo *et al.* 2015). Suprayace en concordancia a la Formación San José, areniscas marrones y rojas oscuras de la Formación Las Arcas (Galván y Ruiz Huidobro 1963), datada en  $6,88 \pm 0,06$  Ma ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , Georgieff y Díaz 2014), limolitas y lentes de conglomerados conformando una secuencia típica de ambientes fluviales (Bossi y Palma 1982). La Formación Chiquimil (Riggs y Patterson 1939, Galván y Ruiz Huidobro 1963), datada en  $7,14 \pm 0,02$  Ma (localidad de Corral Quemado,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , Latorre *et al.* 1997) y  $6,70 \pm 0,05$  Ma (localidad de Corral Quemado, K-Ar, Butler *et al.* 1984), consiste en areniscas fluviales, limolitas lacustres y depósitos de sabkha (Ibañez 2001). La Formación Andalhuala (Marshall y Patterson 1981) datada en  $6,02 \pm 0,04$  Ma (K-Ar, Marshall *et al.* 1979), está compuesta por areniscas gruesas intercaladas por lentes conglomerádicos, interpretada como ambiente fluvial entrelazado de baja sinuosidad (Georgieff 1998). La Formación Los Corrales (González y Barreñada 1993), equivalente a la Formación Corral Quemado (Bossi 1984), datada en 3,4 Ma (Strecker *et al.* 1984) consiste en conglomerados con rodados de origen volcánico, granitoides y metamorfitas. Por último, la Formación Yasyamayo (Galván y Ruiz Huidobro 1963), con edad asignada pliocena (Strecker *et al.* 1989, Bossi *et al.* 1993), está compuesta por conglomerados finos de rodados metamórficos, volcánicos y granitoides intercalados con areniscas medias a gruesas.

La columna estratigráfica culmina con los sedimentos cuaternarios, los cuales debido a la configuración de las cuencas intermontanas parcialmente conectadas, tienen particularidades diferentes en los distintos depocentros. Los depósitos cuaternarios de los valles Calchaquíes fueron reconocidos en el sector norte por Hongn y Seggiaro (2001) y Salfity y Monaldi (2006) quienes diferencian bajadas aluviales con interdigitación de terrazas fluviales antiguas, así como bajadas y terrazas aluviales actuales. Los depósitos aterrizados se desarrollaron a partir del sistema de cauces menores y medianos que drenan desde los frentes montañosos que limitan las depresiones intermontanas de la región. Están representados por conglomerados y areniscas conglomerádicas



que constituyen depósitos de flujo densos del tipo *debris* o *mudflow* y también flujos hiperconcentrados. Yamín *et al.* (2016) con base en la interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y trabajo de campo, diferencian tres niveles de agradación constituidos por sedimentos poco consolidados, distribuidos en toda la bajada pedemontana. En el valle Calchaquí centro-norte, en base a la red de drenaje, morfología, preservación, altitud con respecto al nivel de base actual, y conexión con su fuente de procedencia han sido distinguidos seis niveles de agradación (Figuroa 2015). Hacia el sur, en el valle de Santa María, Strecker *et al.* (1989) reconocen 5 niveles de pedimentación (gravas fanglomerádicas), asignados al Pleistoceno inferior, medio y superior, siendo el pedimento I, 2,9 a 2,5 Ma, el pedimento II, 1,2 Ma, el pedimento III, entre 1,2 a 0,6 Ma, el pedimento IV, 0,6 Ma, el pedimento V, a los 0,28 Ma. Por otra parte, en las cercanías de la localidad de Amaicha López Isla (2017) describe sedimentos lacustres pleistocenos con contenido fosilífero de micromamíferos, roedores caviomorfos y gasterópodos. Los detalles de la estratigrafía cuaternaria del depocentro de Cafayate son descritos en la sección de “Antecedentes Locales”.

El sistema aluvial (bajadas y terrazas) y los depósitos fluviales actuales constituyen los depósitos más modernos de la región.

### **2.1.2. Estructura**

La Formación Puncoviscana registra una deformación intensa representada por plegamiento apretado de rumbo N-S y ejes con buzamiento variable, generalmente alto (Hongn 1994). Mon y Hongn (1988, 1996) diferencian fajas de orientación meridiana con estilos de deformación diferentes, interpretadas como cinturones orogénicos que evolucionaron de modo independiente. A esta deformación se le asigna una edad neoproterozoico–eocámbrica de acuerdo con criterios brindados por la geología regional (Mon y Salfity 1995), asignable a la fase Tilcárica que pone fin al Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli 1976). Durante la orogenia famatiniana, se superpusieron otros eventos deformacionales acompañados por metamorfismo y magmatismo ocurridos en el Ordovícico inferior de acuerdo con la abundante información geocronológica disponible (véase síntesis en Pearson *et al.* 2013, Hongn *et al.* 2014, Suzaño *et al.* 2017, Weinberg *et al.* 2018).



Larrovere *et al.* (2017) señalan rumbo principal NNO y buzamiento al ENE y OSO para las fajas miloníticas que afectan el basamento de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas.

La diversidad litológica sumada a las estructuras resultantes de estos eventos tectono-metamórficos superpuestos le otorgaron al basamento neoproterozoico–paleozoico inferior un alto grado de heterogeneidad que generó debilidades mecánicas propicias para su reactivación, las que habrían controlado en diferentes grados la localización de estructuras frágiles durante los eventos tectónicos posteriores: la extensión cretácica y el acortamiento andino (Kley y Monaldi 2002, Hongn *et al.* 2010, Pearson *et al.* 2013, Payrola-Bosio *et al.* 2020).

La fase de rifting representado por el Grupo Salta estuvo controlada por la actividad de fallas normales que generaron un sistema de hemigrabenes constituidos por un sustrato heterogéneo (Grier *et al.* 1991, Hongn y Seggiaro 2001, Sabino 2004, Deeken *et al.* 2006) donde se depositaron los sedimentos continentales del Grupo Salta. Las fallas normales poseen principalmente rumbo meridiano y buzamiento hacia el este en la rama occidental del rift (Salfity y Marquillas 1994, Sabino 2004, Carrera *et al.* 2006). Las zonas de debilidad del basamento se reactivaron durante los eventos extensionales, y controlaron parcialmente la localización y geometría de las fallas normales del rift (Hongn y Seggiaro 1998, 2001, Seggiaro y Hongn 1999, Riller y Hongn 2003, Hongn *et al.* 2006 b).

Durante el Eoceno comenzó el depósito de los sedimentos agrupados en la secuencia denominada de forma genérica como Terciario (Salfity *et al.* 1984), disponiéndose en sistemas de cuencas de antepaís (*foreland basin systems*, DeCelles y Giles 1996, Horton y DeCelles 1997) producidas por la flexura de la litósfera continental en respuesta al apilamiento orogénico. La cuña orogénica está definida por láminas de corrimiento y plegamiento que muestran características variables (Mon y Salfity 1995).

La edad de las primeras manifestaciones del acortamiento andino en la Cordillera Oriental es materia de discusión. Por un lado, numerosos autores (Jordan y Alonso 1987, Allmendinger *et al.* 1997, Starck y Vergani 1996, Galli y Hernández 1999, Carrera y Muñoz 2008, 2013, Carrapa *et al.* 2011, Pearson *et al.* 2013) proponen que los procesos de deformación y exhumación alcanzaron la región en el Mioceno, previamente el frente de deformación habría estado situado en el borde



oriental de la Puna, potencial área fuente para los sistemas fluviales que depositaron las arenas de la Formación Quebrada de los Colorados y equivalentes. Esta propuesta supone una migración sistemática de la deformación y crecimiento de la cuña orogénica hacia el este (Carrapa *et al.* 2005, 2011, Deeken *et al.* 2006, Carrapa y DeCelles 2015).

Por otro lado, de acuerdo con análisis de procedencia y estructuras de crecimiento detectadas en las secciones basales de la Formación Quebrada de los Colorados, se plantea que las estructuras (fallas y pliegues) vinculadas con el acortamiento ya estaban activas desde el Eoceno medio (del Papa *et al.* 2005, 2013a, Hongn *et al.* 2007, Payrola-Bosio *et al.* 2009). En este esquema, el Grupo Payogastilla representa el relleno de una cuenca de antepaís fragmentado desde su inicio, con bloques de basamento que iniciaban sus procesos de levantamiento y exhumación durante el Eoceno. Esta propuesta se complementa con otras para áreas de la Puna y la Cordillera Oriental donde se describieron estructuras activas que afectan al basamento durante la depositación de las sucesiones paleógenas (Boll y Hernández 1986, Monaldi *et al.* 1993, Starck y Vergani 1996, Coutand *et al.* 2001, Carrapa y DeCelles 2008, Strecker *et al.* 2012, Montero-López *et al.* 2018, 2020, Pingel *et al.* 2019).

Una de las particularidades geológicas de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas y Sistema de Santa Bárbara es la doble vergencia de los corrimientos originados por el acortamiento orogénico vinculado a la subducción de la placa de Nazca (Mon 1979, Mon y Salfity 1995, Kley y Monaldi 2002, Hongn *et al.* 2010, Carrera y Muñoz 2013, Payrola-Bosio *et al.* 2020). Diferentes mecanismos fueron postulados para el desarrollo de estructuras retrovergentes en los valles Calchaquíes, el más aceptado es la inversión tectónica positiva de las fallas normales cretácicas, muchas de estas controladas previamente por heterogeneidades del basamento metamórfico (Grier *et al.* 1991, Hongn y Seggiaro 1998, 2001, Seggiaro y Hongn 1999, Carrera *et al.* 2006, Carrera y Muñoz 2013).

Los últimos trabajos que analizan de forma parcial y/o integral la evolución tectónica de la región de los valles Calchaquíes plantean una evolución progresiva de la tectónica cenozoica a partir del Paleógeno, en estos análisis el concepto de fases tectónicas pierde vigencia o jerarquía



(Carrera y Muñoz 2008, Hongn *et al.* 2011, Carrapa *et al.* 2011, Pearson *et al.* 2013, del Papa *et al.* 2013a, Aramayo 2015, Payrola-Bosio *et al.* 2020, entre otros).

La actividad tectónica cuaternaria, la de mayor interés para este trabajo, en los valles Calchaquíes ha sido abordada en numerosos trabajos que investigan las deformaciones recientes y fenómenos genéticamente relacionados como procesos de remoción en masa. Entre otros, se destacan los aportes de Riller y Hongn (2003), Carrera y Muñoz (2008, 2013), Hongn *et al.* (2010), Yamín *et al.* (2011, 2016), Santimano y Riller (2012), Figueroa (2015), Escalante (2015), Aranda-Viana (2016), Escalante *et al.* (2017) para el segmento centro-norte de los valles Calchaquíes, y los trabajos de Gallardo (1988), Vergani y Starck (1989), Marrett *et al.* (1994), Hermanns y Strecker (1999), Figueroa *et al.* (2017, 2018, 2019, 2020) para el sector central de los valles Calchaquíes (depocentro de Cafayate). Muchos de estos trabajos analizan la deformación cuaternaria como la etapa reciente de la evolución del orógeno andino, otros brindan mayor atención a la estructura cuaternaria como factor de riesgo natural. Asimismo, los únicos trabajos que proporcionan edades aproximadas de deformación de acuerdo con dataciones absolutas son los de Hermanns y Strecker (1999), Hermanns *et al.* (2006), Hain *et al.* (2011), Hermanns y Niedermann (2011), Pingel *et al.* (2016) y McCarthy *et al.* (2019).

En el sector central-norte de los valles Calchaquíes, Carrera y Muñoz (2008, 2013), Hongn *et al.* (2010, 2014) y Payrola-Bosio *et al.* (2020), proponen que algunas fallas con actividad cuaternaria registran los episodios recientes de múltiples etapas de inversión-reactivación tectónica, esto significa que en algunos casos se detectan estructuras del rift cretácico que reactivaron heterogeneidades del basamento, y que muestran distintas etapas de inversión tectónica durante el Cenozoico, las últimas en el Cuaternario, por ejemplo la falla del borde oriental del valle de Luracatao, las del borde oriental del valle de Pucará, las que levantan el cerro Negro de Seclantás, o la falla El Carmen entre el valle Calchaquí central y el valle del Tonco. Invocar la inversión tectónica de las fallas normales cretácicas implica además de la reactivación de las fallas propiamente dichas, la generación de nuevas estructuras asociadas con propagaciones, ramificaciones o transferencias a través de diferentes mecanismos. Esto significa que fallas cuaternarias sin vinculación directa aparente con depósitos o fallas del rift pueden estar asociadas





a las diferentes etapas de inversión-reactivación (Hongn *et al.* 2006b, 2010). En otras palabras, la reactivación de estructuras previas puede causar ramificaciones en los depósitos plioceno–cuaternarios, generando nuevas estructuras conectadas de diversas formas a las estructuras previas.

## 2.2. Antecedentes locales (sector central de los valles Calchaquíes)

En la zona de estudio (Fig. 6) aflora el basamento de bajo a mediano grado en las Cumbres Calchaquíes, cerro Amarillo y El Mollar, y de bajo a alto grado en la sierra de Quilmes. El basamento se encuentra intruido por plutones en sierra de Quilmes y cerro Amarillo (Rapela *et al.* 1976, Toselli *et al.* 1978, Büttner *et al.* 2005). La sierra León Muerto y el cerro El Zorrillo están conformados por rocas del Subgrupo Pirgua. En el interior del valle, en el piedemonte del cerro El Zorrillo y el cerro Amarillo se pueden encontrar depósitos del post-rift cretácico–paleógeno (Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara) y del Grupo Payogastilla cenozoico, mientras que en el piedemonte de la sierra León Muerto afloran únicamente sedimentitas del Grupo Payogastilla (Torres 1985, Gonzáles *et al.* 2000, Carrera *et al.* 2006, Seggiaro y Aguilera 2006). Sedimentos cuaternarios cubren todo el interior del valle (Torres 1985, Gallardo 1988), conformando el denominado depocentro de Cafayate. negros indican la ubicación de las subzonas de estudio: piedemonte de sierra León Muerto y El Mollar-El Paso. El perfil A-A', corresponde al capítulo de discusión y se muestra en la figura 37.

El borde oriental del sector central de los valles Calchaquíes (depocentro de Cafayate) está delimitado por las fallas normales invertidas (falla El Zorrillo y falla Los Castillos, Fig. 6) que yuxtaponen los depósitos del sin-rift cretácico (Subgrupo Pirgua, Grupo Salta) sobre sedimentitas cenozoicas (post-rift del Grupo Salta y Grupo Payogastilla, Grier *et al.* 1991, Carrera *et al.* 2006, Bywater-Reyes *et al.* 2010, Carrera y Muñoz 2013). La estructura principal de la zona de estudio es la falla El Zorrillo la cual presenta cambios en la orientación, de rumbo NNO-SSE en el sector norte a E-O entre el área de El Paso y La Yesera (Fig. 6), en donde se ramifica en dos fallas, El Zorrillo y falla La Yesera ambas con rumbo NO-SE a NNE-SSO (Fig. 6). Hacia el sur, ambas fallas pierden expresión y aflora el basamento de bajo grado de las Cumbres Calchaquíes. Estas fallas (Los Castillos, El Zorrillo y La Yesera) representan el borde occidental del extremo sudoeste de la subcuenca Alemania (Marquillas *et al.* 2005) del rift cretácico, las cuales fueron reactivadas e

invertidas durante la orogenia andina (Grier *et al.* 1991, Seggiaro y Aguilera 2006, Carrera *et al.* 2006). Carrera *et al.* (2006) señalan la influencia significativa de las estructuras normales cretácicas en el acortamiento andino, observable en la inversión de las estructuras del borde de la cuenca y en

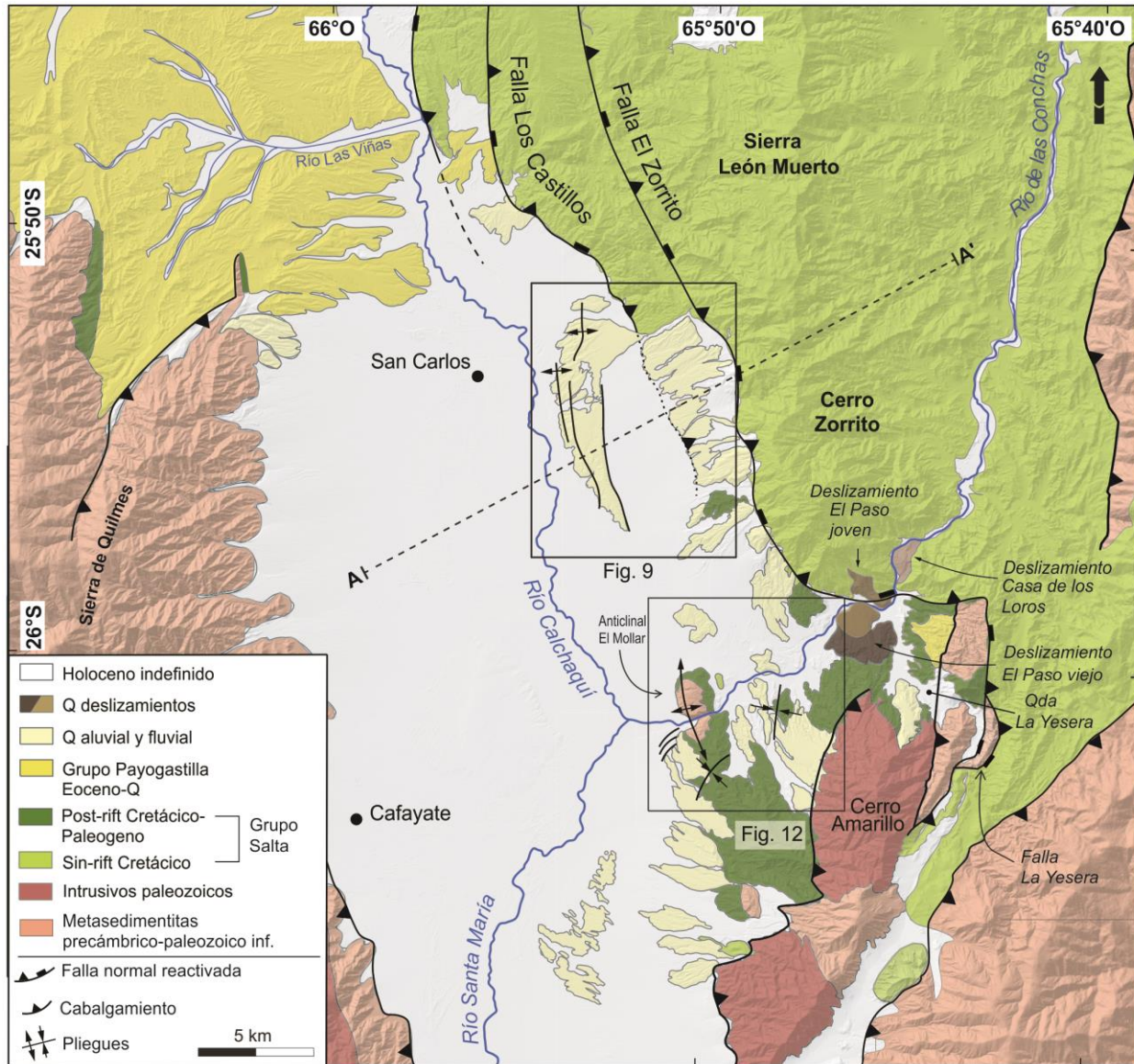


Figura 6: Mapa geológico de la zona de estudio modificado de Seggiaro y Aguilera (2006) y Carrera *et al.* (2006). Se puede observar el rumbo de las fallas que bordean el depocentro. Se enseña la ubicación del deslizamiento que generó los depósitos de la Fm. El Paso (deslizamientos El Paso y Casa de los Loros, Gallardo, 1988. Hermanns y Nierdermann 2011). Los rectángulos negros indican la ubicación de las subzonas de estudio: piedemonte de sierra León Muerto y El Mollar-El Paso. El perfil A-A', corresponde al capítulo de discusión y se muestra en la figura 37.



la orientación de estructuras oblicuas contraccionales que siguen el rumbo de estructuras previas cretácicas.

El depocentro de Cafayate está ubicado en el bloque yacente de las estructuras del borde del rift cretácico, representando un alto topográfico durante esos tiempos. Las unidades del post-rift y de la cuenca de antepaís cenozoica pertenecientes al Grupo Payogastilla y equivalentes del Grupo Santa María (Bossi *et al.* 1993) se apoyan directamente sobre el basamento (Carrera *et al.* 2006, Carrera y Muñoz 2013). En el interior del valle, el basamento constituido por filitas y esquistos moteados aflora en dos sitios: a) Loma de El Mollar o Loma Negra (Carrera *et al.* 2006, Seggiaro y Aguilera 2006), conformando el núcleo de un braquianticlinal definido por las sucesiones de post-rift, y b) y hacia el sudeste de El Mollar, intruido por el granito del cerro Amarillo. Las sedimentitas del Grupo Salta aflorantes entre El Mollar y el cerro Amarillo están plegadas con orientación N-S indicando una dirección de acortamiento predominante E-O (Carrera *et al.* 2006, Seggiaro y Aguilera 2006), y formando una serie de anticlinales y sinclinales. En un perfil estructural balanceado con orientación NE-SO y E-O (perfil con dos tramos), ubicado entre El Mollar y la falla El Zorrito, Seggiaro y Aguilera (2006) ilustran la falla El Zorrito y la falla La Yesera como fallas normales invertidas, con buzamiento al este, de la cual se ramifican las fallas cerro Amarillo (interpretada como falla fuera de secuencia), y el cabalgamiento cerro Negro (responsable del levantamiento del bloque El Mollar), con transporte tectónico hacia el oeste, generados por la inversión tectónica de la falla La Yesera. Además del plegamiento descrito entre El Mollar y el cerro Amarillo, a partir de análisis de imágenes satelitales y observaciones de campo se describe al sur del bloque El Mollar un sinclinal de rumbo NE-SO conformado por rocas del subgrupo Santa Bárbara (Fig. 6). El sinclinal fue representado en la Hoja Geológica de Tucumán (Gonzales *et al.* 2000) y se observa en Carrera *et al.* (2006) como cambios en los buzamientos del eje principal del anticlinal El Mollar. Esta estructura, si bien menor, tomará importancia para la interpretación del acortamiento cuaternario en esta región.

Las unidades del Grupo Salta y el Grupo Payogastilla, están cubiertas en discordancia por depósitos cuaternarios fluviales, aluviales y lacustres (Torres 1985, Gallardo 1988, Hermanns y Strecker 1999), depósitos bien expuestos en el piedemonte de la sierra León Muerto y las áreas El Mollar y El Paso. Gallardo (1988), Grier *et al.* (1991) y Strecker y Marrett (1999) mencionan que



los sedimentos de la cubierta cuaternaria se encuentran afectados por las fallas El Zorrillo y Los Castillos.

### **2.2.1. Estratigrafía cuaternaria**

La estratigrafía cuaternaria del depocentro de Cafayate fue definida en primera instancia por Vilela y García (1978) quienes describen las Formaciones (pliocenas tentativas): Zorrillo y El Paso y los depósitos de conglomerados pardo rojizos. Según los autores, la Formación Zorrillo incluye los depósitos de piedemonte aflorantes en la ladera sudoccidental del cerro Zorrillo, conformados por conglomerados cementados, con clastos graníticos y de esquistos provenientes de afloramientos del Subgrupo Pirgua del cerro Zorrillo. Por otra parte, denominaron Formación El Paso a las limolitas y arcilitas, compactas homogéneas y bien estratificadas aflorantes principalmente en El Paso, La Punilla y La Yesera. Las arcilitas incluidas en la Formación El Paso, fueron mencionadas por primera vez por Frenguelli (1936) quien le atribuyó un origen lacustre a los depósitos. Vilela y García (1978) describen pequeños afloramientos de la Formación El Paso en la desembocadura del río Las Viñas, con evidencias de deformación en espejos de fricción e inclinación de estratos que alcanzan los 70°. A los conglomerados pardo-rojizos identificados por estos autores pertenecen a los depósitos aflorantes en la quebrada de La Yesera y la quebrada de Las Conchas (ubicación de las quebradas en Fig. 6).

Posteriormente, Torres (1985) define dos formaciones: Formación Paso de la Piedra, (“conglomerados pardo-rojizos” de Vilela y García 1978) constituida por aglomerado polimícticos sin estratificación o estructuras visibles, con tamaños de bloques que alcanzan los 8 m en su eje mayor e interpretado como un movimiento en masa, y Formación El Mollar (*enmend.* Formación El Paso, Vilela y García 1978), equivalente lateral de la Formación Paso de la Piedra. La Formación El Mollar fue descrita como limos castaños a rosados finamente laminados con abundante contenido micáceo e intercalaciones de arenas finas, la génesis de este depósito fue interpretada como de ambiente lacustre. El autor concluye que el lago fue originado por el endicamiento del río de Las Conchas como consecuencia de una reactivación de la falla El Zorrillo. Estas unidades se encuentran cubiertas por depósitos holocenos representados por conos aluviales y depósitos de terrazas fluviales.



Gallardo (1988) redefine la estratigrafía en cuatro unidades litoestratigráficas, de base a techo: Formación El Fraile, Formación Paso de la Piedra, Formación El Paso (*enmend.* Formación El Mollar, Torres 1985) y Formación Animaná. La Formación El Fraile, denominada previamente por Frenguelli (1936) como conglomerados verduzcos, aflora en la confluencia de la quebrada de Las Conchas con la quebrada La Yesera. Está constituida litológicamente por conglomerados lenticulares de grano fino a mediano con algunos clastos que superan el metro de diámetro, provenientes de basamento. La Formación Paso de la Piedra, aflora en forma casi continua en el piedemonte al sur del cerro Zorrito. Constituida por diamictitas de grano mediano a grueso con numerosos bloques de hasta 5 m de diámetro. La Formación El Paso, al igual que Torres (1985), la describe como integrada por limolitas y arcilitas con estratificación fina a muy fina y laminación interna bien definida, intercaladas con estratos de arena fina. La Formación Animaná, tiene su sección tipo al este de la Loma El Mollar, y el autor la describe como un conglomerado de grano fino a medio, friable a suelto con algunos rodados que superan los 50 cm de diámetro.

La totalidad de los depósitos lacustres del área han sido asignados a un mismo evento de endicamiento (Formación El Paso), incluidos los depósitos aflorantes en el área de La Viña (Vilela y García 1978, Díaz 1987). Sin embargo, estudios posteriores (Hongn y Seggiaro 2001, Bywater-Reyes *et al.* 2010, Aramayo 2015, Aramayo *et al.* 2017 a, Décima 2019) concluyen que estos últimos (aflorantes en la confluencia del río La Viña con el río Calchaquí, Fig. 6) forman parte de la Formación San Felipe (Grupo Payogastilla). Décima (2019) describe en el área de La Viña la presencia de dos depósitos lacustres en la Formación San Felipe, separados por conglomerados aluviales y cubiertos por depósitos aluviales cuaternarios. Al encontrarse estos depósitos deformados y separados por una discordancia, el autor utiliza los depósitos lacustres como niveles guías para reconstruir el pliegue que deforma ambos depósitos y restituir a la horizontal la discordancia que los separa, identificando al menos dos episodios tectónicos, los cuales fueron interpretados que ocurrieron por una falla inversa ciega con vergencia al oeste.

En el piedemonte del cerro Amarillo, Reger (2018), en a base de observaciones de campo, proveniencia y características litológicas de sedimentos identificó siete generaciones de abanicos aluviales, cuyas edades obtenidas con Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL por sus siglas en inglés), abarcan el rango de  $0,4 \pm 0,1$  ka a  $271,8 \pm 24,5$  ka. Utilizando una metodología similar,



en este trabajo se re-describen las unidades cuaternarias, en un área de mayor extensión del depocentro de Cafayate.

En este trabajo se hizo hincapié en los depósitos lacustres, ya que debido a su posición original horizontal los convierte en muy buenos marcadores de la deformación. Los depósitos de la Formación El Paso son el resultado del endicamiento del río de Las Conchas. Torres (1985) interpreta que este endicamiento ocurrió por la reactivación de la falla El Zorrito, generando un nuevo levantamiento del cerro El Zorrito y en consecuencia un desnivel que el río no tuvo capacidad erosiva, causando así, la acumulación del agua en una cuenca lacustre. Sin embargo, trabajos posteriores concluyen que el endicamiento del río de Las Conchas fue causado por movimientos en masa que tuvieron lugar en la quebrada La Yesera y en el inicio de la quebrada de Las Conchas (Hermanns y Strecker 1999, Trauth y Strecker 1999, Bookhagen *et al.* 2001, Hermanns *et al.* 2004, 2006, Hermanns y Niedermann 2011, Mey *et al.* 2020). En el área es posible reconocer tres avalanchas de depósitos, una en la Casa de Loros, y dos en entre la quebrada de La Yesera y el área de El Paso, denominadas como avalanchas El Paso (joven y viejo, Fig. 6). Las avalanchas Casa de Loros y El Paso viejo fueron responsables del endicamiento del río, el cual habría finalizado con la ocurrencia de la avalancha El Paso joven, que habría generado un tsunami rompiendo la represa (Hermanns *et al.* 2004, 2006). Las avalanchas El Paso viejo y Casa de Loros fueron datadas a base de edades de exposición de superficie con  $^{10}\text{Be}$  en  $13.550 \pm 870$  y  $15.250 \pm 1960$  años, respectivamente (Hermanns *et al.* 2004). Los autores también sugieren que considerando la media ponderada de ambas avalanchas, que estas podrían haber ocurrido simultáneamente a  $13.830 \pm 790$  a. La avalancha de El Paso joven, responsable del rompimiento del dique natural y desagote del lago fue datada con el mismo método en  $4.810 \pm 500$  años (Hermanns *et al.* 2004). Además de las edades de exposición de superficie, Hermanns *et al.* (2006) publicaron edades  $^{14}\text{C}$  obtenidas de materia orgánica presente en los depósitos lacustres, las cuales arrojan valores de  $7.500 \pm 70$  años. Esta edad concuerda con las edades de las avalanchas para el tiempo de vida del lago (desde  $13.830 \pm 790$  años, hasta  $4.810 \pm 500$  años). Posteriormente, Mey *et al.* (2020) recalculan las edades de exposición de superficie de los deslizamientos Casa de Loros y El Paso joven en  $17.800 \pm 1900$  años y  $13.000 \pm 1100$  años, sugiriendo que el deslizamiento Casa de Loros generó un endicamiento responsable de la instauración del ambiente lacustre. Acorde a



Mey *et al.* (2020) el deslizamiento El Paso cambiaría el lugar del endicamiento del río de las Conchas, y habría generado un lago que duraría hasta al menos 7.500 años (acorde a las edad de materia organica encontrada en depósitos lacustres, datada por Hermanns *et al.* 2006). Opuesto a estas edades, Trauth y Strecker (1999) obtuvieron una edad  $^{14}\text{C}$  de  $28.990 \pm 150$  años en los depósitos lacustres, lo cual plantea la posibilidad de problemas en el método de datación o que las edades correspondan a distintos depósitos lacustres. Hermanns *et al.* (2004) sugieren que la edad obtenida por Trauth y Strecker (1999) es significativamente mayor debido a la contaminación de carbonatos en los depósitos.

La edad de culminación del depósito lacustre (ca. 4800 años, de acuerdo Hermanns *et al.* 2004, 2006) concuerda con la etimología de la palabra Cafayate y las primeras evidencias antrópicas en la región. En su libro de regionalismos salteños, Solá (1975) expresa que la etimología de “Cafayate” proviene del quechua y significa “Gran Cajón de Agua”, sugiriendo que coetáneamente a los asentamientos de pueblos originarios en Cafayate existió un lago en la región. A su vez, los primeros registros de ocupación en las cercanías del valle Calchaquí, en el abra del Infiernillo, Tucumán (límite norte del sistema montañoso del Aconquija) son de ca. 7400 A.P. (Martínez *et al.* 2013; Oliszewski *et al.* 2015).



### 3. CLIMA Y PALEOCLIMA

El borde oriental de los Andes Centrales de Argentina está caracterizado por un gradiente orográfico pronunciado (Bookhagen y Strecker 2008). Las corrientes húmedas, transportadas desde el océano Atlántico y por la cuenca amazónica, son mayormente controladas por el sistema de *Monsoon* sudamericano (*South American Summer Monsoon*, SASM), en el cual, el Jet de nivel bajo sudamericano (*South American low-level jet*, SALLJ) canaliza las masas de aire hacia el sur a lo largo de los Andes (Vera *et al.* 2006, Castino *et al.* 2017). Sin embargo, los elevados cordones montañosos de la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas Septentrionales constituyen una barrera orográfica, provocando que la mayor parte de las precipitaciones ocurra sobre los faldeos orientales, favoreciendo el establecimiento de condiciones climáticas áridas a semiáridas, con precipitaciones anuales menores a 200 mm, en los valles Calchaqués (Bianchi y Yañez 1992). Las precipitaciones en esta área son estivales, cerca del 80% ocurren en verano (Prohaska 1976), debido a que en esta estación la diferencia de temperatura del aire entre los centros de alta y baja presión es muy marcada y por lo tanto se produce una intensificación de la corriente cálida y húmeda del anticiclón subtropical (Galván 1981).

Las precipitaciones en los Andes Centrales ha variado significativamente a lo largo de las últimas decenas de miles de años (Baker y Fritz 2015) influenciadas principalmente por ciclos de periodos glaciares globales donde aumenta la precipitación o disminuye la evapotranspiración o una combinación de ambas (Fritz *et al.* 2007, Baker y Fritz 2015), asociados con ciclos orbitales y eventos climáticos de escala de tiempo de miles de años (Smith *et al.* 2005, Jomelli *et al.* 2014, Bromley *et al.* 2016, Martini *et al.* 2017, Ward *et al.* 2017). Los estudios realizados muestran correlación de los cambios paleoclimáticos y los ciclos de insolación máxima y mínima en el Altiplano-Puna, indicando un control orbital del SASM. Durante el periodo de insolación máxima entre 40 ka y 29 ka, el SASM era más fuerte, y, por lo tanto, había un clima más húmedo en los Andes Centrales, evidenciado en el avance de los glaciares (Martini *et al.* 2017, Ward *et al.* 2015), lagos con aguas más profundas y frescas y reducción de  $\delta^{18}\text{O}$  en el registro sedimentario (Thompson *et al.* 1998). Si bien existen numerosos trabajos destinados a conocer las condiciones climáticas de los Andes Centrales en el Pleistoceno tardío y Holoceno a través del estudio de





testigos obtenidos en lagos y cambios en las costas lacustres (Sylvestre *et al.* 1999, Baker *et al.* 2001, Placzek *et al.* 2006, 2013, Baker y Fritz 2015), por plantas y polen (Maldonado *et al.* 2005, Torres *et al.* 2013) y registros de isótopos estables (Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2007, Kanner *et al.* 2012), los trabajos que expanden la ventana temporal a decenas de miles de años y a cientos de miles de años son más escasos y el registro paleoclimático se vuelve más ambiguo. Estos estudios evalúan las condiciones paleoclimáticas a través del registro de isótopos estables (Lisiecki y Raymo 2009), dataciones de morenas, las cuales permiten conocer los tiempos de avance glaciario (Ammann *et al.* 2001, D'Arcy *et al.* 2019), modelos paleoclimáticos a partir de la correlación de avances de glaciares y expansión de lagos (Mey *et al.* 2020) y ciclos de relleno y erosión en terrazas fluviales (Robinson *et al.* 2005, Tofelde *et al.* 2017). El estudio de las cuencas intermontanas demuestra una fuerte influencia del clima sobre sus características y su evolución. Los cambios climáticos ocasionan episodios de relleno (condiciones áridas) e incisión (condiciones húmedas) (Hilley y Strecker 2005, Strecker *et al.* 2007), los cuales en una de las cuencas aledañas de la zona de estudio (quebrada del Toro) denotan una ciclicidad de 100 ka (Tofelde *et al.* 2017).

Específicamente en la zona de estudio, Bookhagen *et al.* (2001) han presentado un modelo numérico el cual establece que las condiciones climáticas para generar la extensión de los depósitos lacustres de la Formación El Paso debieron haber sido diferentes a las actuales y concluyen que la temperatura debía haber sido menor, o la humedad mayor, o una combinación de ambas. Los autores guiados por la edad de ~30 ka comunicada por Trauth y Strecker (1999), correlacionan la depositación lacustre con un periodo de mayor humedad que coincide con el periodo de insolación máxima entre 40.000 y 25.000 años (Ward *et al.* 2015, Martini *et al.* 2017). Posteriormente, Mey *et al.* (2020), generaron un nuevo modelado numérico considerando la altura máxima alcanzada por los depósitos lacustres de la Formación El Paso correlacionándolos con el avance de glaciares en la sierra Aconquija, sierra de Quilmes y nevado de Chañi, llegan a una conclusión similar, que las condiciones climáticas durante este periodo fueron de 1,3 a 3,3 °C menor y las precipitaciones 5 al 27% mayores a las actuales. Los autores consideran estos el ambiente lacustre, acorde a edades recalculadas de exposiciones de superficie de los deslizamientos responsables del endicamiento, se instauró hace ca. 17 ka y duró hasta al menos 7.500 años, esto coincide con los periodos de Younger



Dryas (YD; 12.9–11.7 ka; Rasmussen *et al.* 2006) y Heinrich Stadials (HS; 14.7–13 ka; Pedro *et al.* 2016).

Los escasos trabajos sobre el paleoclima hace decenas a cientos de miles de años, en combinación con los trabajos de Bookhagen *et al.* (2001) y Mey *et al.* (2020), abren la posibilidad de utilizar paleocotas (máxima altitud alcanzada) de depósitos lacustres para estimar cambios en las condiciones climáticas pasadas respecto a las actuales (considerando que en el trabajo mencionado, se realizó un modelo hidrogeológico basado en las condiciones climáticas actuales para la zona de estudio) y por lo tanto, expandir la ventana temporal del conocimiento paleoclimático en los valles Calchaqués.



## 4. METODOLOGÍA

Con el fin de identificar áreas de actividad neotectónica e interpretar la evolución tectono-sedimentaria tardío-cuaternaria del depocentro de Cafayate, se realizó un relevamiento integral de la zona utilizando e incorporando diferentes metodologías: reconocimiento y descripción de la estratigrafía cuaternaria, levantamiento de datos estructurales, construcción de secciones estructurales balanceadas, e identificación y análisis de índices morfotectónicos. Por otra parte, para la comparación entre tasas de acortamiento en distintas escalas temporales se recolectaron e interpretaron las velocidades de superficies obtenidas de las estaciones geodésicas.

En primera instancia se trabajó con la recopilación y análisis de antecedentes de la zona y áreas aledañas, con especial énfasis en trabajos que ofrecen datos sobre la deformación cuaternaria, la utilización de depósitos lacustres como herramienta para estudiar la neotectónica, y de técnicas sobre el análisis morfotectónico. Por otra parte, se recolectó bibliografía sobre la actividad tectónica y sísmológica regional del NOA para contextualizar la deformación cuaternaria estudiada en las cuencas intermontanas en el orógeno activo de los Andes Centrales. Luego se analizaron tanto imágenes satelitales (*Landsat Enhanced Thematic Mapper*) como modelos de elevación digital (MED), a partir de datos TanDEM-X 12 m, con el objetivo de identificar los lugares óptimos para realizar el trabajo de campo. A partir del análisis de imágenes y estudio de la bibliografía de la zona, se propusieron dos subzonas principales para el estudio: Piedemonte de sierra León Muerto y El Mollar-El Paso (Fig. 6). La cartografía y confección de mapas del área se realizó en escala 1:50.000 para el mapa geológico general y 1:10.000 para los mapas geológicos de las subzonas de estudio con hincapié en la geología cuaternaria.

### 4.1. Estratigrafía

En un primer paso, se identificaron y describieron las unidades cuaternarias aflorantes. Debido a que la definición de las unidades estratigráficas previas fue concentrada en la zona de El Paso y la Yesera y solamente extrapolada al resto del depocentro, fue necesario redefinir las unidades cuaternarias. Las unidades definidas en este trabajo son unidades informales, ya que de acuerdo al Código Estratigráfico Argentino, artículo 12.3, establece que es requisito para definir unidades

formales, que las mismas sea publicadas por medios de amplia distribución siendo trabajos inéditos no adecuados y no aceptados para el establecimiento de unidades estratigráficas formales. Asimismo, las unidades cuaternarias descritas en este trabajo, afloran en acotada extensión lateral, y en muchos casos con escaso espesor (algunas unidades con espesor menor a 10 metros), lo cual genera inconvenientes para cartografiar estas unidades en una escala mayor (> a 1:100.000) y/o para la correlación litológica con depósitos aflorantes en otros sectores del depocentro. Intentos previos de definir unidades formales para el cuaternario de la zona de estudio (Vilela y García 1978, Torres 1985, Gallardo 1998) no han tenido buen resultado, ya que las unidades fueron descritas en afloramientos puntuales lo cual dio lugar a discrepancias y renombramientos de las unidades en los diferentes trabajos, generando confusiones en la estratigrafía cuaternaria local. Por lo tanto, en este trabajo se definen unidades informales para las dos subáreas de estudio, piedemonte de sierra León Muerto (PSLM) y El Mollar-El Paso (EMEP).

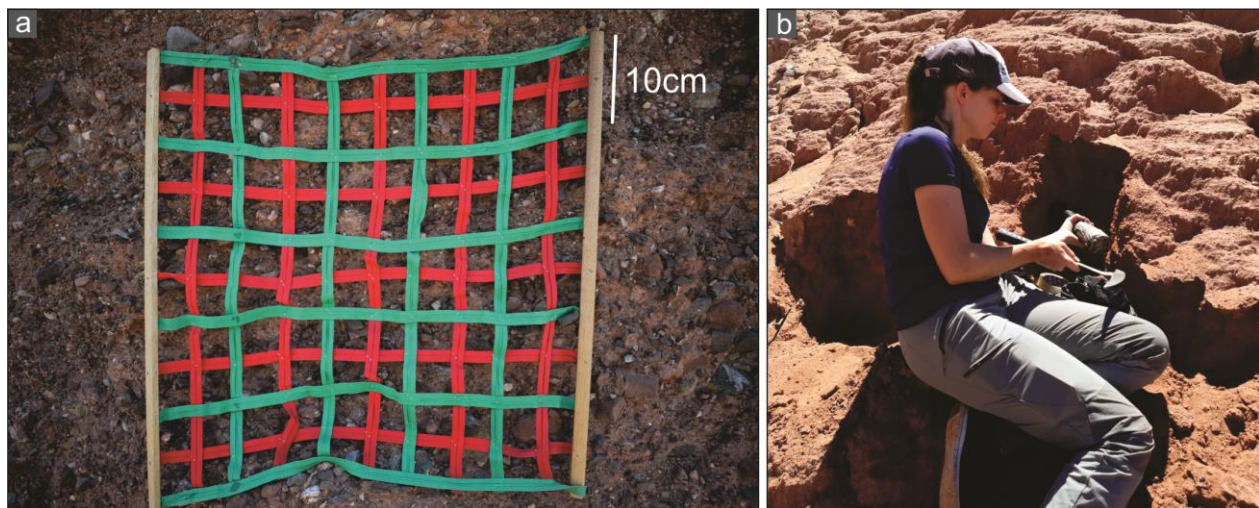


Figura 7: Fotografía de (a) malla para conteo de clastos, (b) muestreo para datación OSL.

Las unidades informales del área PSLM se identificaron con números y las del área EMEP con letras. Se reconocieron en las unidades la estratificación predominante, las principales estructuras sedimentarias, y, en caso de unidades psefíticas, morfología, composición y rango de tamaño de los clastos. La identificación y mapeo de las unidades se basó en el reconocimiento de la



granulometría principal y cambios de litología y tipos de contactos con las unidades adyacentes. Los diferentes tipos de contactos entre unidades (ej. erosivos, angulares, etc.) permitieron registrar eventos de disminución de nivel de base del depocentro, agradación y/o episodios tectónicos. Se utilizó la terminología de discordancias establecida por Riba (1989), en donde discontinuidad y continuidad hacen referencia a términos genéticos, expresando la presencia o ausencia de un hiato temporal en la sedimentación, mientras que los términos concordancia y discordancia se refieren al paralelismo o ausencia del paralelismo de capas respectivamente. Riba (1989), basado en Grabau (1913, en Riba 1989), señala además, el término disconformidad para referirse a una discontinuidad erosiva entre dos sucesiones concordantes. Por lo tanto en este trabajo se utiliza el término “discordancia” para expresar la presencia de una discontinuidad con angularidad entre las unidades y “disconformidad” para referirse a una discontinuidad con paralelismo de capas y erosión entre las unidades.

Con el fin de identificar las áreas de procedencia de las unidades, se realizaron estudios de conteo de clastos psefíticos siguiendo la metodología de Cavazza (1989) y mediciones de imbricación de clastos que indican la dirección de paleocorrientes (Laming 1966). El conteo de clastos consistió en la identificación de al menos 100 clastos en una malla reticular de 10 x 10 cm y de 5 x 5 cm (ver Fig. 7 a). Se identificaron, siempre que fue posible, en los depósitos psefíticos, clastos provenientes de sedimentitas cenozoicas, Subgrupo Pirgua, Formación Puncoviscana, equivalentes de medio y alto grado de la Formación Puncoviscana, granitoides peraluminosos del complejo Tolombón, y granito cerro Amarillo con feldespatización y anfíboles. La elección de las agrupaciones fue basada en la relevancia de las mismas para determinar la procedencia. Por ejemplo, el Subgrupo Pirgua, que conforma la sierra León Muerto, es importante para determinar las unidades conformadas por bajadas aluviales provenientes de esta serranía. Asimismo, la Formación Puncoviscana se la diferencia en metamorfitas de bajo grado, ya que son las aflorantes en el bloque El Mollar y el cerro Amarillo, y hacia el norte de los valles Calchaquíes, mientras que las metamorfitas de mediano alto grado, afloran en las serranías al oeste de los valles Calchaquíes. La distinción de sedimentitas cenozoicas, se realizó de manera más general, ya que estas indican la sedimentación posterior al sin-rift y el relleno pre-cuaternario del sector central de los valles



Calchaqués. La determinación del porcentaje de la composición de los clastos fue realizada en la planilla de cálculo Excel.

Para la medición de paleocorrientes se midió la imbricación en los clastos planares o en su ausencia clastos prolados, tal es el caso de las unidades con procedencia predominante granítica. Los datos de paleocorrientes fueron procesados con el software Stereonet (Allmendinger *et al.* 2011), el cual genera un gráfico de rosetas y calcula la media y la desviación estándar.

#### **4.1.1. Determinación de edades**

Con el fin de establecer la edad de las unidades, se tomaron 3 muestras (16SC-L3, 16SC-L5, 16SC-L7) para su datación por el método de Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL), provenientes de 3 localidades con sedimentos limo-arenosos a arenas conglomerádicas en la subárea PSLM (Figs. 7b, 8 y 9). Se dio prioridad a esta área para realizar las dataciones dado que en la subárea EMEP, se cuenta con datos cronológicos por Reger (2018), Trauth y Strecker (1999) y Hermanns *et al.* (2004, 2006). Las muestras se colectaron con tubos de plástico opaco, siguiendo los protocolos estándar (Fig. 7b). Las determinaciones fueron llevadas a cabo en “*Lumineszenz-Datierungslabor*” (Laboratorio de datación por luminiscencia) en el Instituto Geográfico de la Universidad de Humboldt, Berlín. Las muestras fueron preparadas en el mismo laboratorio. La preparación de la muestra de OSL siguió los procedimientos estándares de laboratorio: tamizado en húmedo (90-200  $\mu\text{m}$ ), eliminación de carbonatos y material orgánico con 10% de ácido clorhídrico y 10% de peróxido de hidrógeno, separación de minerales con líquido pesado LST de 2,75, 2,62 y 2,58  $\text{g/cm}^3$  para obtener feldespato potásico y cuarzo, y corte de la fracción de cuarzo con 40% de ácido fluorhídrico (60 min). Los granos de cuarzo se tamizaron nuevamente (90  $\mu\text{m}$ ), luego se prepararon alícuotas de 2 mm para mediciones de OSL de cuarzo, alícuotas de 1 mm para IRSL de feldespato potásico (luminiscencia estimulada por infrarrojos) y mediciones IRSL posteriores al IR. La OSL de cuarzo se midió usando un protocolo de dosis regenerativa (SAR) de alícuota única modificada de Murray y Wintle (2000) con adaptaciones para cuarzo contaminado con feldespato de Wallinga *et al.* (2002). Se midieron alícuotas de feldespato potásico aplicando una versión modificada del protocolo SAR post-IR-IRSL de Buylaert *et al.* (2009), donde inmediatamente después de la medición de la señal IRSL convencional de 50 ° C se estimula una



segunda señal IRSL a 225 °C. Se realizaron pruebas de recuperación de dosis en alícuotas de cuarzo de la muestra 16SC-L3 y en alícuotas de feldespato potásico de todas las muestras después de blanquear un conjunto de alícuotas en el laboratorio e irradiarlas con una dosis beta definida. Esto se hizo para probar las propiedades de luminiscencia y para ajustar las temperaturas de precalentamiento y de corte.

Las edades obtenidas se integraron con las comunicadas por Trauth y Strecker (1999), Hermanns *et al.* (2004, 2006), Mey *et al.* (2020) y Reger (2018).

#### 4.2. Estructuras y tasas de acortamiento

Con los datos estructurales relevados en el campo se construyeron perfiles estructurales balanceados utilizando el método de construcción de pliegues de Busk (Busk 1929). Se optó por este método, ya que al contrario del método de construcción de pliegues tipo *kink*, permite la construcción de pliegues paralelos abiertos con charnelas redondeadas, morfología que mejor refleja las observaciones de campo, correspondiente a pliegues cilíndricos suaves (ángulo interlimbo mayor a 120°) a abiertos (ángulo interlimbo entre 70° y 119°). Para asemejar a la morfología de los pliegues observada en terreno con el método de construcción de pliegues por *kink* (opuesta a los pliegues chevron) debería generarse con mediciones correspondientes a varios dominios, para que de esta manera la suma de los dominios se aproxime a una curvatura. Sin embargo, al ser la escala de mapeo tan detallada (1:10.000), mayor cantidad de datos caería en el rango de error del GPS. Si bien el método de Busk es menos utilizado que el método de *kink* en la bibliografía, existen antecedentes que sustentan su aplicación (ej. Tomlinson *et al.* 2013). Una de las razones por las cuales el método de Busk no es tan representado en la bibliografía, es que casi ningún pliegue es perfectamente circular, por el contrario, los pliegues de charnelas redondeadas suelen tener una morfología cónica, lo cual puede generar variaciones en los flancos con respecto al método de Busk (de Paor 1988, Owens 2000), además los pliegues construidos con el método de Busk pierden amplitud en profundidad (Ramsay y Huber 1987) lo cual puede inducir a falsas representaciones. Sin embargo, en la escala de trabajo de esta contribución (1:10.000) con construcciones de perfiles con profundidad de 100–600 metros, se considera que la variación entre un pliegue cilíndrico a pliegues de morfología con tendencia cónica, es insignificante. La



restauración de los perfiles construidos con Busk fue hecha siguiendo el método de longitud de la línea (ej. Dahlstrom 1969). La construcción de los perfiles con esta metodología solo toma en cuenta los datos de superficie, lo que implica ignorar el acortamiento total producido por fallas ciegas, y por lo tanto el acortamiento calculado sólo es el mínimo. Para un mejor entendimiento del potencial acortamiento asociado a las estructuras ciegas se realizaron modelos estructurales balanceadas utilizando MOVE 2D (Core software). Teniendo en cuenta la falta de datos de subsuelo, las numerosas discontinuidades (discordantes y disconformes) entre las unidades y la ausencia de continuidad en los afloramientos lo cual dificulta un modelado en detalle, se optó por realizar modelados simplificados. Para ello se consideran a todas las unidades cuaternarias como una sola unidad (sin tener en cuenta las discordancias intra-cuaternarias) y la deformación mayor acumulada en cada perfil (es decir la deformación de la unidad que acumuló todos los episodios de deformacionales de cada perfil). De esta manera, se construyeron modelos conservadores cuyo objetivo es representar las estructuras potencialmente causantes de la deformación observada en superficie y obtener tasas de acortamiento que consideren la deformación subsuperficial. En los modelos fue posible simular numerosos dominios de inclinación que en conjunto produzcan la apariencia de pliegues de charnela redondeada. Se utilizaron fallas de alto ángulo en concomitancia con la geología local/regional, las cuales crearon pliegues por propagación de falla siguiendo geometrías del tipo cizalla triangular o *trishear* (Allmendinger 1998). La construcción de los perfiles tuvo en cuenta los siguientes parámetros de falla: morfología, mecanismos de formación de pliegues (pliegue por propagación de falla con terminación en *trishear* y pliegues por flexión de falla), deslizamiento y ángulo de *trishear*. Para cada uno de los perfiles se eligió el modelo que mejor asemeja los datos estructurales de superficie.

A diferencia del método de Busk, las secciones estructurales generadas por modelado estructural con MOVE 2D presentan la ventaja que considera morfologías y parámetros de falla probables y su deformación consecuente. Además, MOVE 2D permite construcción de perfiles balanceados y reconstrucciones. Se realizaron ambos métodos con la expectativa de considerar un rango de tasas de acortamiento que tuvo lugar en la cuenca intermontana Calchaquí, específicamente en el depocentro de Cafayate.





La restauración a partir del método de Busk considera únicamente el desplegamiento y no el deslizamiento de las fallas, ya que este es desconocido (solo puede ser modelado). Por el contrario en los modelos se utilizó el componente horizontal del desplazamiento acumulado de todas las fallas (ya que se considera que todos los pliegues fueron generados por fallas).

### 4.3. Morfotectónica

Se realizó el estudio de parámetros e índices morfotectónicos a partir del análisis de MED TanDEM-X con resolución espacial de 12 m, perfiles topográficos realizados con GPS diferencial y MED de alta resolución (25 cm) desarrollado a partir de las imágenes obtenidas con *drone* DJI MAVIC Pro. El procesamiento de las imágenes obtenidas con el *drone* se realizó con el software *Agisoft Photoscan* el cual permite el procesamiento fotogramétrico de las imágenes y generar modelos digitales de superficie (MDS). Para mayor precisión espacial se tomaron seis puntos de control en el campo medidos con GPS diferencial.

El análisis morfotectónico consistió, en un primer momento, en la generación de la red de drenaje de detalle a partir del modelo de elevación digital TanDEM-X (12 m resolución). Posteriormente se identificaron las áreas de interés y se subdividió la zona de estudio en cuatro subzonas. Luego, en la tercer y cuarta área, se estableció la zona de levantamiento de perfiles topográficos de precisión con GPS diferencial y de vuelo de *drone*. A partir de las imágenes obtenidas con el vuelo de *drone* se generó un MDS de alta resolución (25 cm).

El MED TanDEM-X y el MDS generado en este trabajo, fueron analizados utilizando el software MATLAB y las herramientas TopoToolBox (Schwanghart y Kuhn 2010, Schwanghart y Scherler 2014). Se aplicó el índice normalizado de pendiente del canal a todo el sector central de los valles Calchaquies, para identificar posibles anomalías topográficas que podrían estar relacionadas con actividad tectónica. Sobre el MDS de alta resolución se calculó además el porcentaje de pendiente y dirección de pendientes.

### 4.4. Velocidades geodésicas de superficie

Para conocer la deformación durante las últimas décadas se analizaron los registros de las estaciones geodésicas en la región, obtenidas a partir del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y datos obtenidos en la bibliografía (McFarland *et al.* 2017). Se construyó una transecta ONO-ESE,



perpendicular al rumbo dominante de las estructuras de la región y se proyectaron las velocidades de las estaciones sobre dicha transecta. La obtención de las velocidades de cada estación geodésica, la proyección al perfil mencionado, y la confección del perfil de velocidades fue elaborada con el software MATLAB utilizando los algoritmos y metodologías de Brooks *et al.* (2011) y Weiss *et al.* (2016).

#### 4.5. Paleocotas de los depósitos lacustres

Para realizar una correlación entre los depósitos lacustres y un modelo hidrológico que establece la cota máxima que alcanzaría un lago en el depocentro de Cafayate bajo las condiciones climáticas actuales (Bookhagen *et al.* 2001), se requiere conocer la altura máxima alcanzada por los paleolagos. Para aquellas unidades lacustres que no han sido deformadas o que presentan deformación puntual se tomó la altura máxima de la unidad en el campo con GPS Garmin y a través del MED TanDEMx de 12 m de resolución. Para aquellas unidades lacustres donde la deformación fue mayor, la paleocota de la unidad se obtuvo a través de los perfiles y modelos estructurales, una vez que estos han sido reconstruidos a la horizontal, de tal manera que se conoce la altura máxima alcanzada por el depósito lacustre previo a la deformación. El modelo de Bookhagen *et al.* (2001), utiliza para el cálculo de volumen del hipotético lago actual, el modelo de elevación digital, y por lo tanto considera al río actual como el valor más bajo del relieve. Considerando que las unidades aquí comparadas tienen bases aflorantes o restauradas (para EMEP y PSLM respectivamente) a elevaciones similares o iguales al río actual en las respectivas áreas, es posible suponer que la base del depocentro para los distintos eventos de depositación lacustre fue similar, y en consecuencia, se puede comparar la altura de las unidades lacustres con el modelo hidrológico de Bookhagen *et al.* (2001). Se destaca que, a diferencia de los autores quienes generaron un modelo, en este trabajo se realiza una comparación aproximada.



## 5. LITOESTRATIGRAFÍA CUATERNARIA

Las propuestas previas acerca de la estratigrafía cuaternaria local carecen de datos cronológicos y consideran solamente los afloramientos ubicados entre las zonas de El Paso y La Yesera, siendo luego correlacionados con depósitos de las áreas circundantes mediante interpretación de fotos aéreas (Torres 1985, Gallardo 1998). Estos antecedentes, de por sí valiosos, no cubren las secciones de mayor interés para esta tesis. Por ejemplo, en el PSLM y la zona de El Mollar, Gallardo (1998) diferencia dos unidades, la Formación El Paso que incluye todos los depósitos de origen lacustre, y la Formación Animaná que agrupa a los conglomerados que los cubren. Por otra parte, en el piedemonte del cerro Amarillo, Reger (2018) diferencia generaciones de abanicos aluviales aplicando criterios morfoestratigráficos. Sin embargo, debido a: 1) discrepancias en el criterio para la identificación de abanicos aluviales, 2) que este trabajo requiere de un mayor detalle en la diferenciación de unidades, y 3) que se cuenta con nuevos datos geocronológicos, se decidió redefinir la litoestratigrafía del Cuaternario en unidades informales en las dos subzonas de estudio. La identificación de estas unidades considera las características litológicas y estratigráficas de los perfiles levantados en las subzonas de PSLM y EMEP. La geometría y escaso espesor de los depósitos, que en algunos casos responden a geformas particulares de extensión espacial limitada y solamente representada en una de las áreas, ha dificultado la correlación directa entre las secciones relevadas, por esa razón se identificaron las unidades del área de PSLM con letras, las del área EMEP con números. Sin embargo, a partir de los datos geocronológicos se propone una correlación entre las secciones (Fig. 8). Nótese las discrepancias en el registro geológico en los distintos sectores, de esta manera casi la totalidad de la sección estratigráfica del piedemonte de la sierra León Muerto esté representada solo por dos unidades en el área de El Mollar y El Paso. La figura 8 enseña, además, la composición de clastos y dirección de flujo en aquellas localidades que pudieron ser medidas. Es importante destacar que los mapas muestran, a diferencia de la sección estratigráfica, únicamente las unidades que son mapeables en imágenes satelitales, y, por lo tanto, la dirección de corriente volcada en los mapas se expresa con diferentes colores para aquellas unidades mapeables subyacentes en cada sector (negro y gris respectivamente).



Programa Binacional de Doctorado en Riesgos Naturales  
y Estudios Geológicos de Campo



Tabla 1: Edades OSL para el PSLM

Muestra	Posición geográfica	H (m N/N)	Prof. (m)	Tasa de dosis cósmica (Gy/ka)		Tasa de dosis (Gy/ka)	
16SC-L3	25°53'19,82" S 65°52'56,86" O	1716	2,5	0,18±0,02		Q: 3,19 ± 0,12 F: 4,04±0,26	
16SC-L5	25°52'19,82" S 65°53'29,33" O	1709	1,0	0,22±0,02		Q: 3,17 ± 0,12 F: 4,03±0,25	
16SC-L7	25°53'34,76" S 65°51'16,96" O	1813	0,7	0,24±0,02		Q: 3,39 ± 0,12 F: 4,27±0,26	
Muestra	Dosis equivalente(de) (Gy)			Dosis equivalente, características de distribución			Edad OSL (ka)
	Media	Mediana	CAM	D.s.%	Sob.Disp.%	Obl.	
16SC-L3	Q: 272,2	257,6	259,2± 13,0	23,8	14,9	0,88	81,7 ± 5,1
	F50: 382,7	376,6	373,2±35,6	24,4	20,9	0,4	92,4 ± 10,6
	F225: 594,1	591,0	597,1±14,6	2,7	0	0,5	<b>147,9 ± 10</b>
16SC-L3	Q: 230,9	22,2	222,9±17,6	30,2	20,0	1,58	69,9 ± 6,1
	F50: 427,2	468,0	422,8±27,3	15,0	13,8	-0,64	104,9 ± 9,4
	F225: 884,8	812,4	856,1±60,8	20,5	13,8	0,65	<b>212,4 ± 20,1</b>
16SC-L7	Q: 320,8	294,5	289,8±21,9	29,7	12,7	0,35	85,5 ± 7,1
	F50: 424,4	431,2	420,4±24,7	13,8	12,4	-	98,4 ± 8,3
	F225: 870,0	819,0	852,4±70,1	21,7	17,3	0,57 0,43	<b>199,4 ± 20,4</b>

Tabla 1. Determinación de edades OSL realizadas en el laboratorio "Lumineszenz-Datierungslabor" (laboratorio de datación por luminiscencia) en el Instituto Geográfico de la Universidad de Humboldt (Berlín). H= Altitud, Prof. = Profundidad, D.s. = Desviación estándar, Sob. Disp. = Sobre dispersión, Obl. = Oblicuidad.



Los criterios para identificar las unidades estratigráficas informales incluyen espesor, granulometría, composición de los granos, matriz, definición y morfología de la estratificación y estructura interna. El espesor de las unidades, fue principalmente calculado a partir de observaciones de campo y de sus proyecciones en los diferentes perfiles construidos. Para las unidades lacustres no deformadas, o con deformación puntual, también se menciona la cota máxima que alcanzan, ya que es un dato que será utilizado en el capítulo de inferencias paleoclimáticas. Las cotas de las unidades lacustres deformadas, se mencionarán posteriormente, ya que se las obtuvo a partir de la reconstrucción de los perfiles estructurales.

### **5.1. Geocronología**

Se recolectaron tres muestras en el área PSLM para datación con OSL (ubicación en figura 9). Las muestras fueron tomadas de la unidad 3: 16SC-L5 y 16SC-L7 (?), y unidad 7 (16SC-L3). Se obtuvieron edades de  $147,9 \pm 10$  ka (16SC-L3),  $212,4 \pm 20,1$  ka (16SC-L5) y  $199,4 \pm 20,4$  ka (16SC-L7). La tabla 1 sintetiza los datos analíticos relacionados con la obtención de las edades. Las muestras 16SC-L5 y 16SC-L7 fueron tomadas en distintos afloramientos, pero debido a las litologías y edades similares y ponderando el error en la edad de cada muestra se considera que corresponden a la misma unidad (unidad 3). Estos resultados muestran un rango de 94,6 a 21,1 ka entre la depositación de las unidades 3 a la 7, considerando los errores ponderados.

### **5.2. Piedemonte de la sierra León Muerto (PSLM)**

En PSLM, se diferenciaron 9 unidades cuaternarias sin incluir el nivel de bajadas aluviales actuales. En el mapa se muestran únicamente las unidades mapeables con imágenes satelitales. Se identificaron con números del 1 al 9 a las unidades previas a las bajadas recientes y se describieron los rasgos característicos de cada una. En términos generales, las unidades consisten en conglomerados aluviales, areniscas, fluviales y depósitos de arcilitas y areniscas lacustres. Se destaca el gran número de disconformidades y discordancias entre las unidades lo que produce cambios laterales de espesor importantes (ver Fig. 8). Estos cambios de espesor se deben a rasgos de la depositación primaria (ej. cambios de espesor dentro de un abanico aluvial), y/o a erosión diferencial por eventos de migración lateral del paleorío Calchaquí. Además, como se verá en la

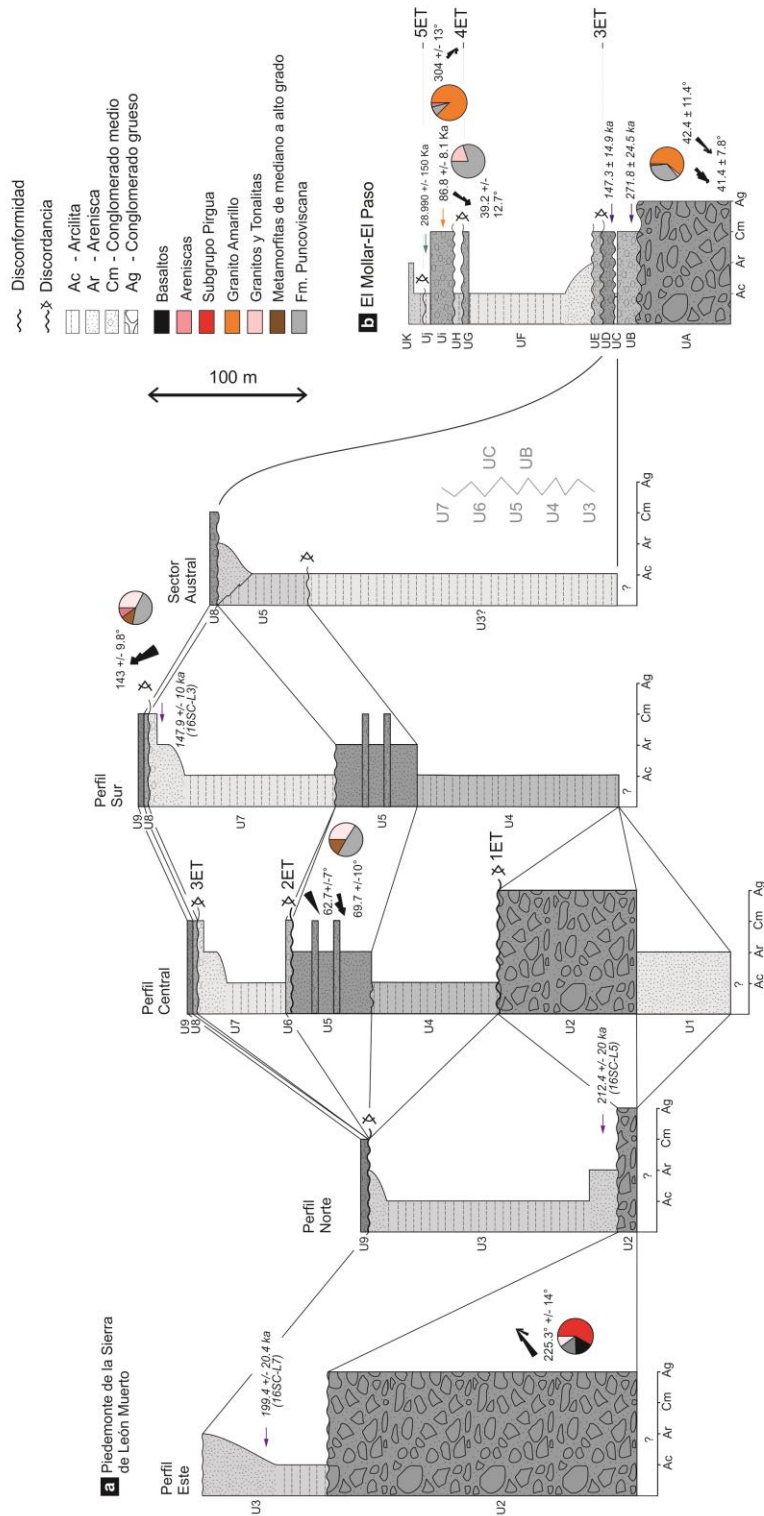


Figura 8: Estratigrafía del (a) piedemonte de la sierra León Muerto por sectores correspondientes a los perfiles estructurales y el sector Austral, y del área de (b) El Mollar-El Paso. Las flechas moradas, azules, naranja y verde, indican edades obtenidas: en este trabajo, Reger (2018), Trauth y Strecker (1999) y Hermanns *et al.* (2006), respectivamente. Se muestran paleocorrientes y procedencia de clastos en las unidades en las que fue posible coleccionar dichos datos. Los valores en las paleocorrientes indican la media y la desviación estándar

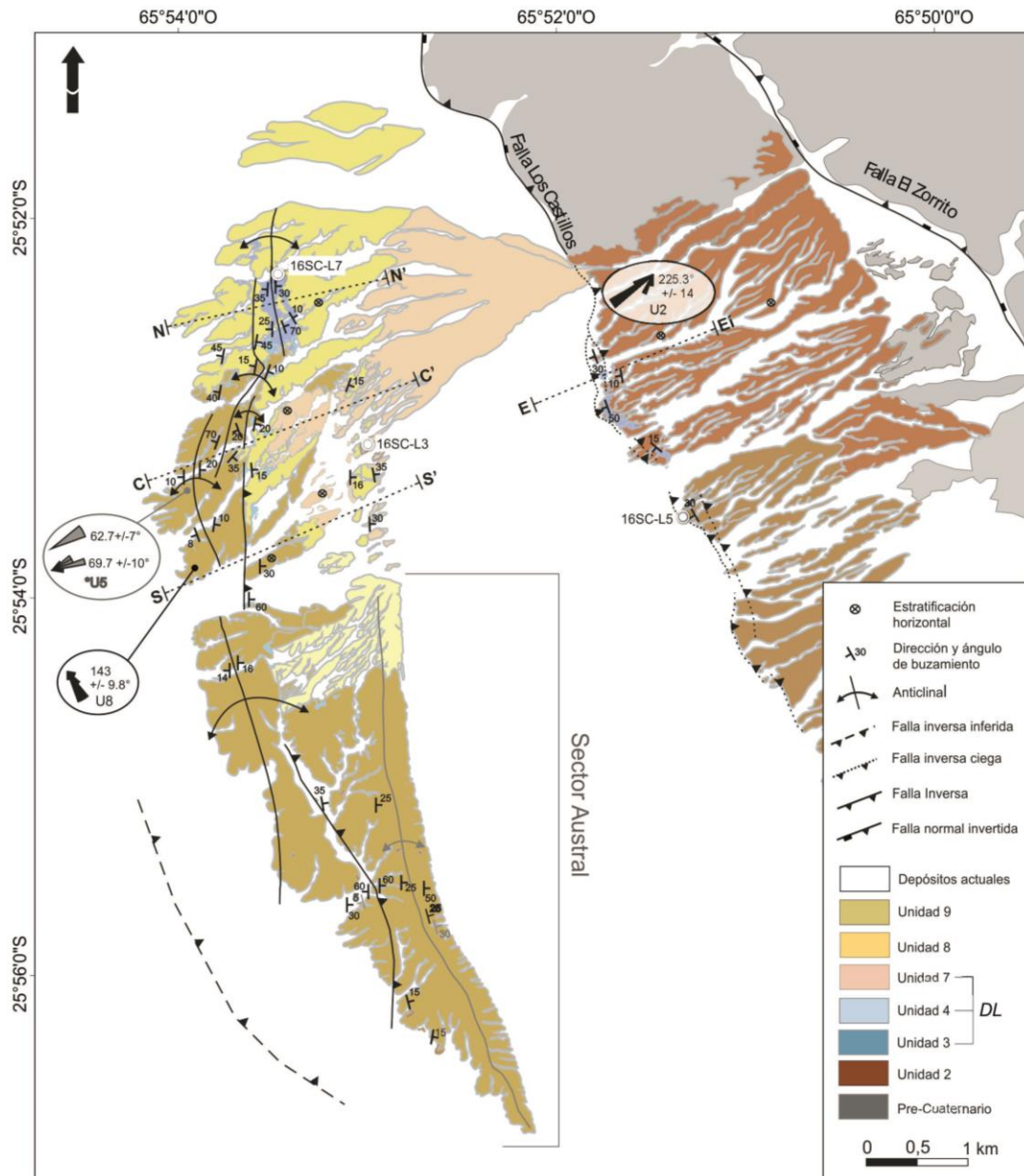


Figura 9: Mapa geológico de las unidades cuaternarias en el PSLM y las estructuras cuaternarias que las afectan. La unidad 5 se encuentra cubierta por la unidad 8 en el mapa. El anticlinal marcado con gris en el sector austral está formado por la unidad 8, cuyo buzamiento y dirección de buzamiento se encuentran señalados también en gris. Los buzamientos en negro corresponden a la unidad subyacente. Más sobre este anticlinal se verá en la figura 32. Los círculos blancos indican la ubicación de la toma de muestras para dataciones. Los diagramas de rosa muestran la dirección de paleocorrientes. Para aquellas unidades cubiertas, la unidad a la que pertenece se indica con asterisco y la paleocorriente se enseña en gris. Los números en las paleocorrientes indican la media y la desviación estándar. DL: Depósitos lacustres.



sección 6, en esta área se encontraron numerosas evidencias de deformación cuaternaria que pudieron haber desestabilizado los depósitos, promoviendo su erosión. Para ilustrar estos cambios laterales, en la figura 8 se enseñan secciones estratigráficas para distintos sectores del piedemonte que se correlacionan con las transectas donde se realizaron los perfiles estructurales y del sector Austral (ubicación en Fig. 9).

Unidad 1 (U1): Esta unidad tiene un espesor mínimo de 65 m y su base no está expuesta. Aflora únicamente en el perfil Central formando el núcleo del anticlinal 2 (Fig. 9 y 10b), siendo yuxtapuesta en discordancia por la U9. Está compuesta por areniscas con dos modas, la primera es areniscas medias a conglomerados finos, consolidados de coloración pardo-rosada, la segunda moda es areniscas finas con clastos angulosos. La matriz de los conglomerados es de tamaño arena fina a gruesa. Los clastos del esqueleto conglomerádico son subredondeados con tamaños que oscilan entre 0,5 a 4 cm. La geometría de las capas es tabular a lenticular, presentando espesores de entre 40 y 70 cm. La estructura interna de las capas de areniscas es entrecruzada planar y planar horizontal. Intercalan en la unidad bancos de geometría lenticular de 85 a 160 cm de espesor de conglomerados finos a gruesos, clasto soportado. Los clastos tienen forma subredondeada-redondeada y tamaño entre 3 y 40 cm, siendo 15 cm el tamaño predominante. La composición de los clastos es de metamorfitas de bajo y medio grado de la Formación Puncoviscana y granitoides (granitos y tonalitas). En los bancos conglomerádicos son macizos. Esta unidad fue interpretada como depósito fluvial.

Unidad 2 (U2): Presenta un espesor de al menos 200 metros y yace sobre la unidad 1 en conformidad. Esta unidad aflora principalmente entre las fallas el Zorrillo y Los Castillos (Fig. 9), en el perfil Norte sin base expuesta, y en un pequeño afloramiento en el perfil Central apoyado sobre los depósitos de la unidad 1 (Figs. 9 y 10). Está integrada por conglomerados gruesos y aglomerados con intercalaciones de bancos arenosos, de coloración rojo oscuro (Fig. 11a). El depósito es en su mayoría clasto soportado con lentes de aglomerado matriz soportado. La matriz está constituida por arena fina a gruesa y grava con clastos subangulosos. Los clastos del esqueleto son polimícticos, subangulares, tamaños entre 0,5 a 40 cm con imbricación de clastos



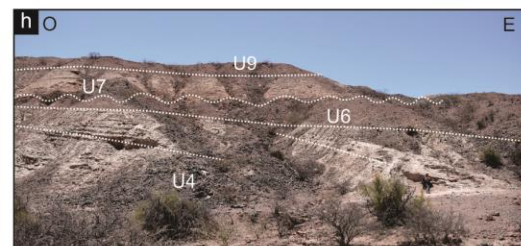
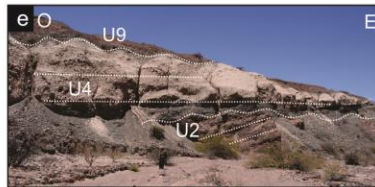
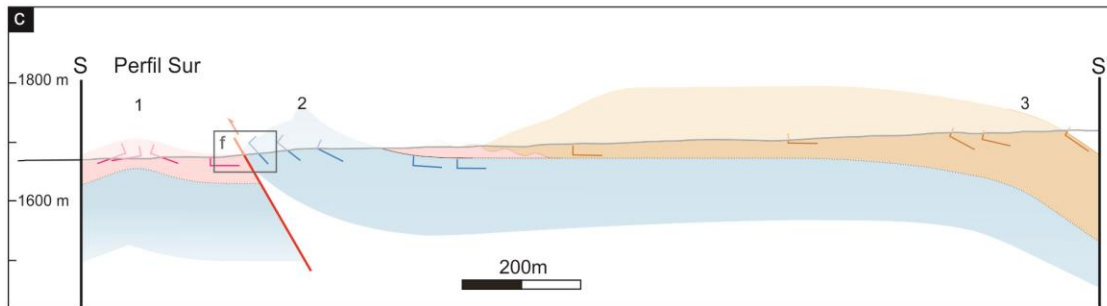
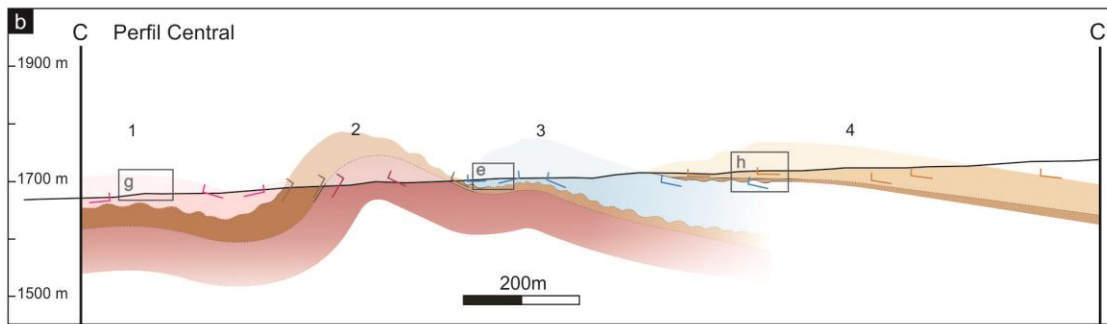
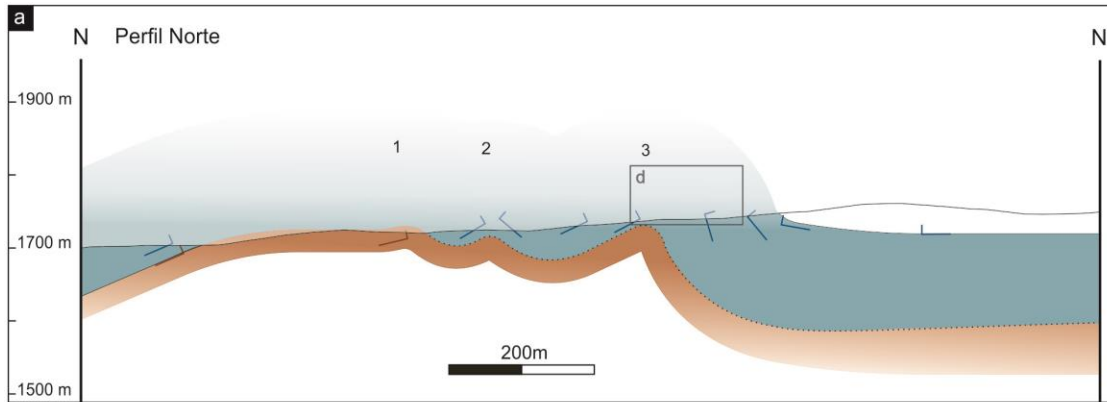




Figura 10: Perfiles estructurales del PSLM construidos con el método de Busk. Las unidades faltantes en los perfiles (8 y 9) no se encuentran representadas por la escala (espesor). Los números en los perfiles sirven de orientación en el texto. También se muestra vista de exposiciones naturales de: (d) anticlinal oriental del perfil Norte afectando a la U3, (e) la U4 suprayaciendo la U2 en discordancia angular, (f) U4 en contacto tectónico con la U5 en el perfil Sur, (g) anticlinal abierto formado por la U5, (h) discordancia entre la U7 y U4, ambas depósitos lacustres.

que indican paleocorrientes hacia el sudoeste ( $225,3^\circ$ ). La composición de los clastos es 60% conglomerados del Subgrupo Pirgua, 15% basaltos del Subgrupo Pirgua, 16% de metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana y 9% de granitos. Integran paquetes de geometría tabular medianamente bien definida de 30 a 50 cm de espesor y geometrías lenticulares de 50 cm de espesor máximo y 1,5 m de longitud. La estructura interna es plano-paralela, entrecruzada de bajo ángulo ( $5^\circ$  a  $10^\circ$ ) y maciza en los bancos de arenisca. Este depósito fue interpretado como una bajada aluvial proveniente de la sierra León Muerto.

Unidad 3 (U3): Esta unidad tiene un espesor de 160 m (perfil Norte) a posiblemente 200 m (sector Austral). La ambigüedad de este espesor está ligada a la incertidumbre acerca de si la unidad arcillosa inferior en el sector Austral corresponde o no a la unidad 3. Debido a la gran similitud de todas las unidades arcillosas, a la falta de dataciones en este sector y a la no continuidad de estratos, no es posible saber con certeza. Sin embargo, como se describirá en el capítulo 8 “Morfotectónica”, por la deformación intensa de estos niveles se interpreta que corresponden a la U3. La U3 aflora en la escarpa de la falla Los Castillos (Fig. 9), en el perfil Norte (Fig. 10d) y posiblemente en el sector Austral. En las dos primeras localidades mencionadas aflora en discontinuidad sobre la unidad 2, y sin base expuesta en el sector Austral. Está conformada por areniscas grises finas a muy finas friables y limolitas y arcilitas beige a amarillo claro. Las areniscas finas no poseen matriz. La geometría de los bancos es tabular definiendo capas de 5 a 15 cm de espesor. La estructura interna predominante es laminación plano-paralela, con algunas capas de arena con laminación entrecruzada u ondulosa. La laminación en los depósitos arcillosos se encuentra diferenciada por alternancia de bandas de color rosado, beige y verdoso. El espesor de esta laminación es de 0,5 a 3 mm. Este depósito fue datado en  $212,4 \pm 20,1$  ka y  $199,4 \pm 20,4$  ka. Se interpreta a la unidad 3 como depósitos lacustres y depósitos fluviales de baja energía.

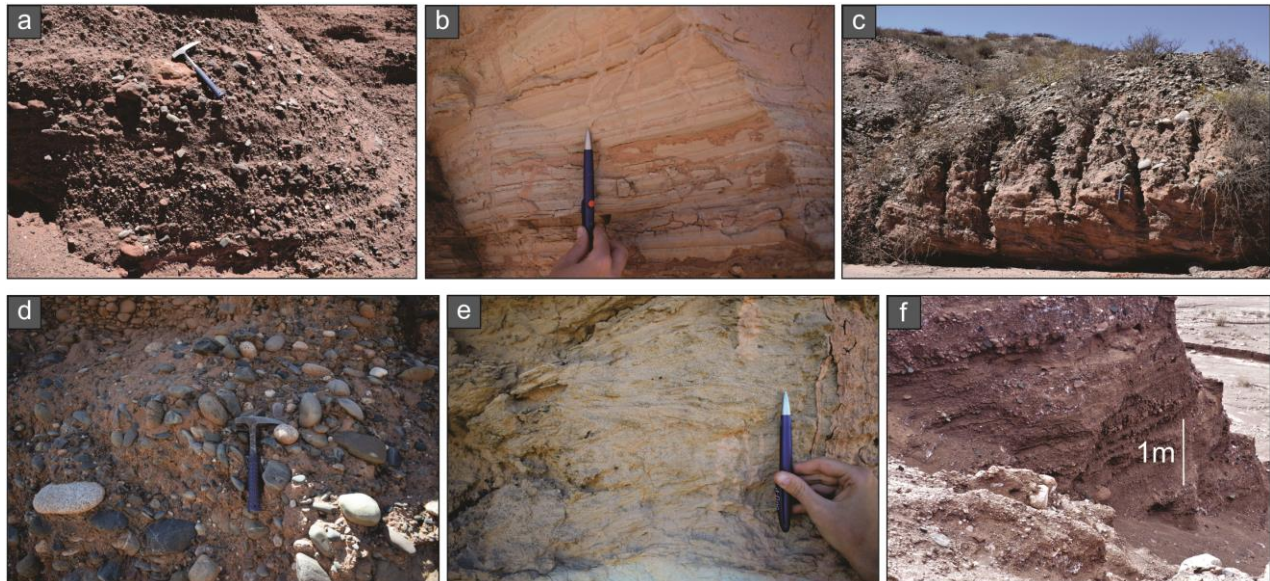


Figura 11: Fotografías de las unidades: (a) Conglomerados gruesos de la unidad 2. Se observa el color predominante pardo-rojizo de los clastos provenientes del Subgrupo Pirgua. (b) Depósitos de arcillas de la unidad 4, se destaca la estratificación y laminación paralela bien definida y la alternancia de bandas de colores. (c) Depósitos de areniscas y conglomerádicos de la unidad 5. Los clastos de mayor tamaño hacia el techo del afloramiento provienen de derrumbes de la unidad 8, en esta foto no aflorante, (d) conglomerados gruesos de la unidad 5, se observa la morfología redondeada de los clastos, (e) depósitos de areniscas fina de la unidad 7, con estructura interna plano-paralela a entrecruzada, (f) Depósitos conglomerádicos de la unidad 9.

Unidad 4 (U4): Esta unidad tiene un espesor de 130 m y se apoya en discordancia sobre la unidad 3 en el perfil Norte, sobre la unidad 2 en el perfil Central (Fig. 10e) y en contacto por falla sobre la unidad 5 en el perfil Sur (Fig. 10f). Está conformada por limolitas y arcilitas beige-amarillo claro. La geometría de las capas es tabular muy bien definida de 5 a 15 cm de espesor (Fig. 11b). La estructura interna predominante es la laminación plano-paralela, con algunos bancos de arenisca con laminación entrecruzada y ondulosa. La laminación en los depósitos arcillosos se encuentra diferenciada por alternancia de bandas de color rosado, beige y verdoso. El espesor de esta laminación es de 0,5 a 3 mm. Intercala en esta unidad un depósito de 2 m de espesor de conglomerado polimíctico muy grueso, clasto soporte, matriz de arena media, y clastos de composición primaria de metamorfitas de bajo y medio grado de la Formación Puncoviscana y granitos. Se los interpreta como depósitos lacustres y depósitos fluviales de baja energía con eventos ocasionales de alta energía (conglomerados).



Unidad 5 (U5): Esta unidad tiene un espesor de 55 m y yace en concordancia sobre la unidad 4 en el perfil Sur y en discordancia sobre la unidad 2 en el perfil Central. Está compuesta por areniscas rosadas de grano medio y conglomerados finos a medios (Fig. 11c), matriz soporte con lentes clasto soporte que gradan lateralmente hacia el sur (sector Austral) a arcilitas y limolitas beige intercaladas con areniscas de grano fino. El tamaño de los clastos de los conglomerados varía entre 0,5 a 4 cm, con tamaño predominante de 1 cm, presentan imbricación de clastos que indican dirección de paleocorrientes hacia el ENE ( $\sim 65^\circ$ ). La matriz de las areniscas del sector centro-norte tienen matriz de arena fina y los conglomerados tienen matriz de arena fina a gruesa. Las capas de arcilitas presentan geometría tabular bien definida de 5 a 10 cm de espesor y estratificación interna plano-paralela, bien definida con alternancia de bandas de colores beige y rosados. Las capas de areniscas del sector norte presentan geometría tabular con laminación plano-paralela, mientras que los bancos de conglomerado son lenticulares con estructura interna plano-paralela y entrecruzada. Hacia el norte la unidad intercala con bancos tabulares continuos de conglomerados gruesos, clasto soporte y matriz arenosa (Fig. 11d). Los clastos son redondeados de 8 a 10 cm de longitud en su eje mayor. La composición principal de los clastos es 50% metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana, 20% de metamorfitas de mediano a alto grado y 30% de granitos y tonalitas. Esta unidad es interpretada como fluvio-lacustre, con las facies fluviales en el sector norte en transición con facies lacustres en el sector Austral.

Unidad 6 (U6): Esta unidad tiene un espesor de 4 metros y se apoya en discordancia sobre los depósitos de la unidad 4 en el perfil Central. La unidad 6 está integrada por conglomerados medianos a gruesos, de coloración bordó, medianamente friable. El depósito es mayormente matriz soporte con lentes de conglomerado clasto soporte. La matriz está constituida por arena fina a gruesa con clastos subangulosos. Los clastos del esqueleto son polimícticos, subangulares, con tamaños entre 1 a 10 cm. La composición de los clastos es principalmente areniscas y conglomerados del Subgrupo Pirgua (55%), basaltos del Subgrupo Pirgua (20%), y una fracción menor de metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana (20%) y granitos (5%). La unidad está dispuesta en paquetes tabulares bien definidos con espesor de 10 a 15 cm y lentes de 25 cm de espesor y 60 a 100 cm de largo. La unidad es maciza. El depósito fue interpretado como



un abanico aluvial proveniente de la sierra León Muerto, con características muy similares a la unidad 2.

Unidad 7 (U7): Esta unidad tiene un espesor calculado a partir del perfil de 120 m y se apoya en concordancia sobre la unidad 6 o sin base expuesta. En el perfil Sur, se encuentran aflorantes solo algunos remanentes no erosionados de esta unidad con base no expuesta. Esta unidad es un depósito granocreciente que comienza con limolitas y arcilitas beige a amarillo claro que gradan hacia el techo a arenas finas y conglomerados gruesos. El paquete de limolitas tiene estratificación tabular muy bien definida de 5 a 15 cm de espesor y la estructura interna predominante es laminación plano-paralela, con algunos estratos de arenisca con laminación entrecruzada y ondulosa. La laminación en los depósitos arcillosos se encuentra diferenciada por alternancia de bandas de color rosado, beige y verdoso. El espesor de esta laminación es de 0,5 a 3 mm. Hacia el techo de este paquete el depósito gradualmente pasa a areniscas grises a verdosas finas a muy finas, sin matriz. La geometría de las capas de las areniscas es tabular a ondulada, de 15 a 30 cm de espesor y presentan estructura interna en laminación plano-paralela, laminación ondulosa (Fig. 11e) y en algunos sectores entrecruzamientos. El depósito culmina con conglomerados bordó fino a grueso matriz soporte. La matriz es arena mediana a fina. Los clastos son polimícticos subredondeados con tamaños entre 0,5 mm a 5 cm. El depósito está dispuesto en paquetes tabulares de 30 a 50 cm de espesor, intercalados con areniscas medianas a muy gruesas. La composición de los clastos es predominante del Subgrupo Pirgua. El techo de la unidad fue datado en  $147,9 \pm 1$  ka. Se interpreta al depósito como lacustre con influencia fluvial hacia el tope que culmina con los depósitos de un abanico aluvial.

Unidad 8 (U8): Esta unidad tiene un espesor de 3 m y yace en discordancia o disconformidad sobre todas las otras unidades. Cubre todos los depósitos del sector Austral, y la parte oeste de los perfiles Sur y Central. Se describe como un conglomerado gris medio a grueso clasto soporte. La matriz es de arena mediana a muy gruesa. Los clastos del esqueleto son subredondeados a redondeados, con tamaños entre 1 a 12 cm, siendo el rango principal 6 a 8 cm. Presentan imbricación de clastos indicando dirección de flujo hacia el SE ( $143^\circ$ ). La composición de los clastos es 45% metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana, 42% de granitos y tonalitas, 12% de metamorfitas de mediano a alto grado y 10% de areniscas. Integran un cuerpo



sin estratificación definida y con lentes de arenisca mediana friable, con matriz de arena fina y estructura interna masiva. Este depósito es interpretado como fluvial de alta energía.

Unidad 9 (U9): Esta unidad tiene 4 m de espesor. Se dispone en discordancia o disconformidad sobre las unidades aflorantes en el perfil Norte y en el oeste del perfil Central y Sur. Está constituida por conglomerados gruesos de coloración bordó (Fig. 11f). El conglomerado es clasto soporte y la matriz es de arena media a muy gruesa. Los clastos son polimícticos con tamaños que varían entre 2–35 cm, siendo el tamaño principal de 10 cm. La composición de los clastos es 60% conglomerados el Subgrupo Pirgua, 20% de basaltos del Subgrupo Pirgua, 10% metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana y 10% de granitos. La estratificación es tabular. Este depósito fue interpretado como abanico aluvial proveniente de sierra León Muerto.

En conjunto, la estratigrafía del sector del piedemonte de sierra León Muerto, está integrada por depósitos que reflejan una intercalación e interacción entre depósitos de abanicos aluviales provenientes de la sierra León Muerto, depósitos fluviales probablemente provenientes de áreas situadas al oeste del río Calchaquí y depósitos lacustres.

### 5.3. El Mollar-El Paso (EMEP)

Debido a su proximidad y a que comparten proveniencias se identifican los depósitos del área El Mollar y El Paso en una misma sección estratigráfica. En esta área se identificaron doce unidades cuaternarias informales, incluyendo el nivel de bajadas aluviales actuales. En el mapa solo se muestran las unidades mapeables con imágenes satelitales. Se identifican con letras de la A a la K a las unidades previas a la bajada aluvial reciente y se describen los rasgos característicos de cada unidad. Para este sector, a diferencia del PSLM, se realizó solo una columna estratigráfica debido a que al encontrarse menos deformadas la exposición superficial es menor, aflorando en cada exposición natural de los ríos únicamente una a dos unidades. Para simplificar y representar una idea generalizada del sector se agrupó la estratigrafía en una sola columna.

Unidad A (UA): esta unidad constituye los depósitos más altos del valle y fue identificada por Reger (2018) como generación de abanicos aluviales 1. Tiene 48 m de espesor y es fácilmente distinguible en imágenes satelitales por su posición topográfica y continuidad. Yace en

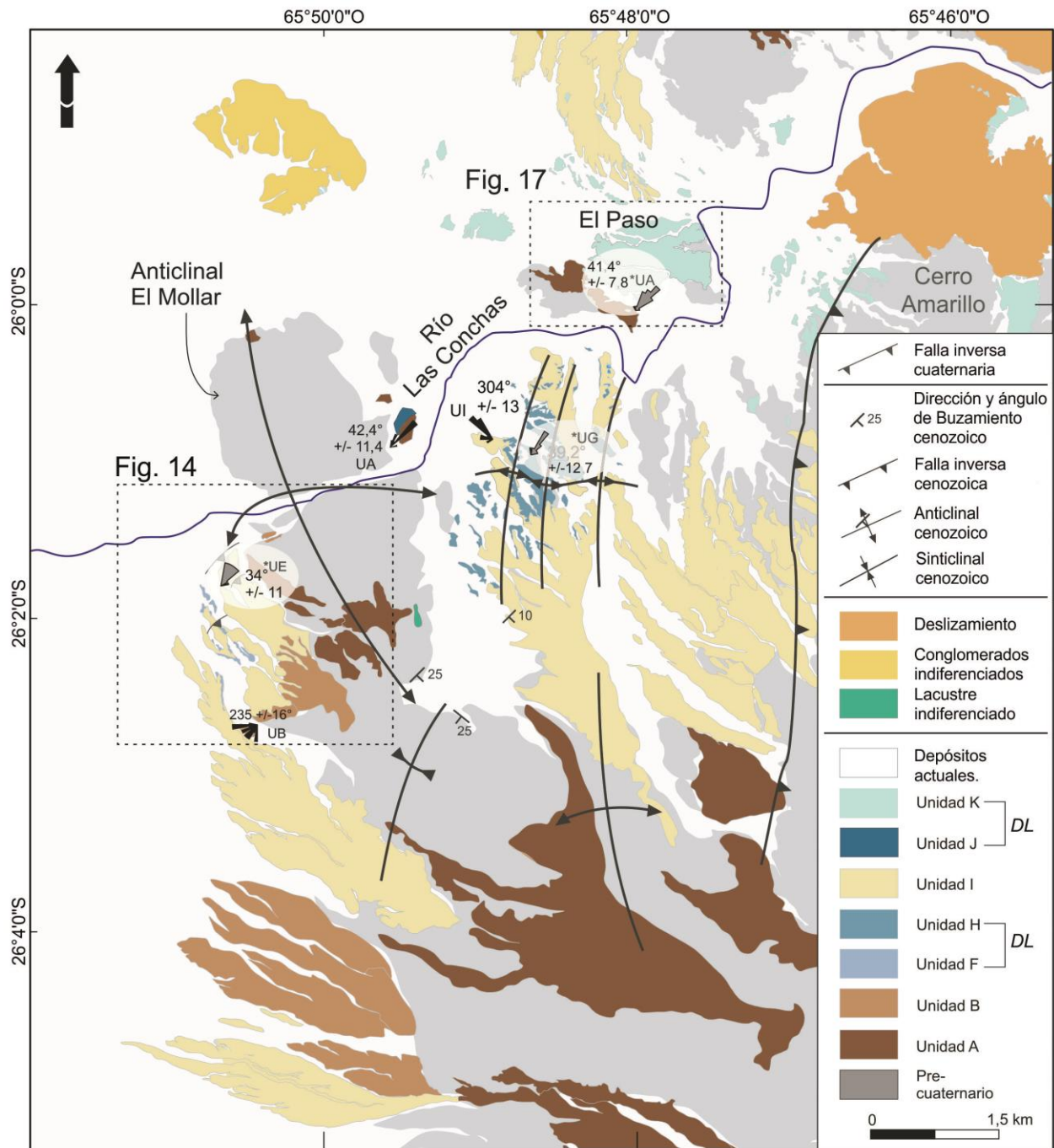


Figura 12: Mapa geológico de las unidades cuaternarias en el área de EMEP. Los rectángulos negros señalan la ubicación de las figuras 14 y 17. Los diagramas de rosa muestran la dirección de paleocorrientes. Para aquellas unidades cubiertas, la unidad a la que pertenece se indica con asterisco y la paleocorriente se enseña en gris. Los números en las paleocorrientes indican la media y la desviación estándar. Estructuras cenozoicas compiladas y modificadas de Carrera *et al.* (2006) y Seggiaro y Aguilera (2006). DL: depósitos lacustres.



discordancia sobre las sedimentitas del Grupo Salta y sobre las metamorfitas del basamento. La unidad aflora principalmente en el piedemonte del cerro Amarillo. También se encuentran pequeños afloramientos en las márgenes del río de Las Conchas, asimismo al norte y este de las exposiciones de las metamorfitas de El Mollar (Fig. 12). Esta unidad está integrada por aglomerados y conglomerados muy gruesos. El depósito es matriz a clasto soporte. La matriz es arena media a gruesa y la morfología de los clastos de la matriz son angulosos. Los clastos que forman el esqueleto del conglomerado/aglomerado son monomícticos (granito con feldespatización y anfíboles típicos del granito Amarillo), subangulosos, con tamaños que varían entre 2 cm a 2 m (Fig. 13a), y cuenta con tres modas principales de 2 a 3 cm, de 25–40 cm y de 1 a 2 m. En algunos sectores los clastos se encuentran imbricados indicando dirección de flujo hacia el NE ( $41,4-42,4^\circ$ , Figs. 8 y 12). La geometría de los estratos es tabular mal definida a lenticular con espesor de 50 cm a 1 m. La unidad es maciza. Los conglomerados presentan intercalaciones de areniscas finas laminadas y lentes de areniscas medias macizas sin estratificación. La unidad se interpreta como abanico aluvial proveniente del cerro Amarillo.

Unidad B (UB): La unidad tiene un espesor mínimo de 14 m y yace en discordancia sobre sedimentitas del Grupo Salta o sin base expuesta. Esta unidad aflora al sur del bloque de basamento de El Mollar (Fig. 12). Está integrada por conglomerado fino a medio pardo-grisáceo, matriz soporte con estratos clasto soporte (Fig. 13b). La matriz se compone de arena media a gruesa subangulosa a angulosa. Los clastos son polimícticos, subangulares, con tamaños que varían entre 0,5 a 6 cm e imbricación de clastos que indica dirección de flujo hacia el SO ( $235^\circ$ ). La composición de los clastos es 50% metamorfitas de bajo grado con motas de biotita de la Formación Puncoviscana, 40% granito con características del granito cerro Amarillo (feldespatización) y 10% cuarzo. El depósito está dispuesto en paquetes de conglomerados de geometría tabular y lenticular con espesor de 10 a 25 cm, laminación interna horizontal paralela que intercalan con estratos de arenisca media a muy gruesa con laminación plano-paralela y entrecruzada de bajo ángulo ( $>10^\circ$ ). Esta unidad fue datada por Reger (2018) en  $271,8 \pm 24,5$  ka en la base y  $245,3 \pm 19$  ka en la parte media de la unidad. Se interpreta este depósito como de origen fluvial.

Unidad C (UC): Esta unidad tiene al menos 3 metros de espesor y se apoya en concordancia sobre la unidad B. La unidad ha sido identificada en una sola localidad (dos afloramientos), en



proximidades al punto de medición de paleocorrientes de la unidad B (Fig. 12) y en un afloramiento ubicado de igual manera al suroeste del bloque El Mollar (punto UC en Fig. 14). Debido al escaso espesor y su acotada distribución areal, se interpreta que esta unidad ha sido erosionada y que el espesor original haya sido probablemente mayor. La unidad está integrada por depósitos de arcilla beige a blancuzca. Depósito compactado con nódulos carbonáticos y conchillas de gasteropodos. La estratificación es tabular muy bien definida de 5 a 10 cm, y laminación interna horizontal paralela con láminas de 2 a 10 mm. El depósito fue interpretado como lacustre.

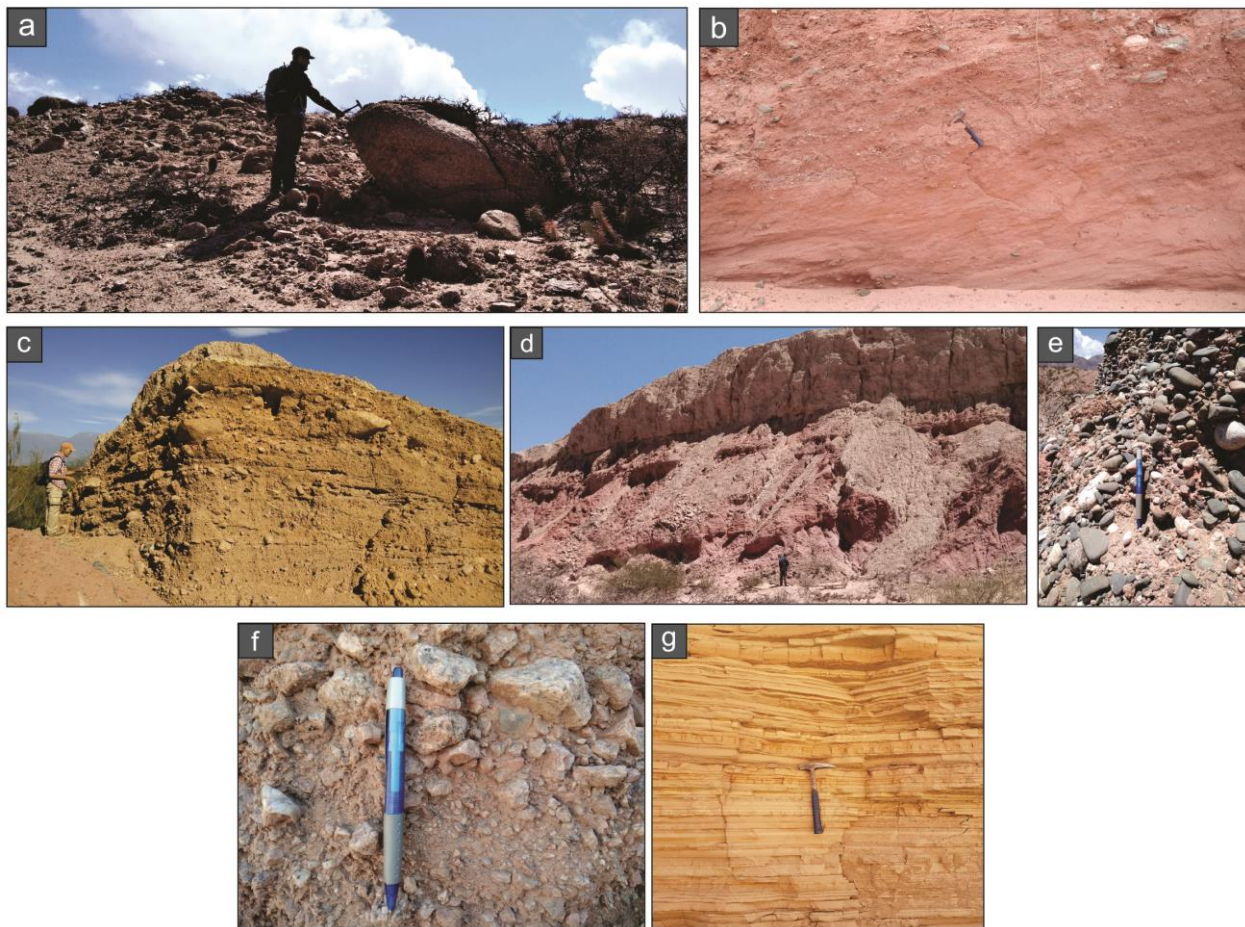


Figura 13: Fotografías de las unidades: (a) Aglomerados y conglomerados muy gruesos de la unidad A, se observa bloque de 2 m de longitud y el carácter monomítico de la unidad, (b) conglomerado fino a medio en paquetes tabulares de la unidad B, (c) conglomerado fino a medio con clastos aislados de 7 a 30 cm de longitud de la unidad E, (d) transición de areniscas medias a arcilitas en la unidad F, (e) conglomerado gris fino a grueso, clasto soporte de la unidad G, (f) Conglomerado fino a gruesos de la unidad I, (g) Arcilitas con estratificación planar bien definida de la unidad J.



Unidad D (UD): Tiene un espesor de 7 m y se apoya en disconformidad sobre la unidad C. Aflora en el sector oeste del bloque de El Mollar y presenta las mismas características que la unidad B. Está integrada por conglomerado grisáceo fino a medio en su mayoría matriz soporte. La matriz está compuesta de arena media a gruesa. Los clastos del esqueleto son polimícticos, subangulosos a angulosos, con tamaños entre 2 a 7 cm. La composición de los clastos es 50% metamorfitas de bajo grado con motas de biotita de la Formación Puncoviscana, 40% granito con características del granito cerro Amarillo (feldespatización) y 10% Cuarzo. El depósito se dispone en paquetes tabulares que intercalan con areniscas medias a gruesas sabulíticas, con sábulos de 2–3 cm. Esta unidad fue datada por Reger (2018) en  $168,4 \pm 13,5$  ka y  $147,3 \pm 14,9$  ka. Se interpreta la unidad como fluvial.

Unidad E (UE): Tiene un espesor de 5 m y yace en discordancia sobre la unidad D. Aflora en exposiciones aisladas y pequeñas en el área al oeste del bloque de El Mollar. Se la reconoce en los perfiles Este y Oeste (Figs. 14 y 15). Está integrada por conglomerado pardo fino a aglomerado. El depósito es clasto soporte, con matriz de arena media a gruesa (Fig. 13c). Los clastos son subangulosos con tamaños entre 1 a 40 cm, teniendo dos modas principales una de 2 cm y otra de 5 a 10 cm. Los clastos presentan imbricación mostrando dirección de flujo principal hacia el NE ( $34^\circ$ , Fig. 12). La composición de los clastos es 90% granito cerro Amarillo y 10% metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana. El depósito se presenta en paquetes tabulares con espesor de 13 a 70 cm, y estratos lenticulares de espesor de 1 m donde se acumulan los clastos de mayor tamaño. Este depósito fue interpretado como un depósito de abanico aluvial proveniente del cerro Amarillo.

Unidad F (UF): El espesor mínimo de esta unidad es de 80 m (base no expuesta al este del bloque El Mollar, y techo erosionado al oeste). Aflora ampliamente al este y al oeste del bloque de basamento de El Mollar hasta la cota 1635 m. Al este del bloque de El Mollar se encuentra cubierta por las unidades H e I. Al oeste del bloque se la encuentra en los perfiles Este y Oeste (Fig. 15) cubierta parcialmente por la unidad I. La estratigrafía expuesta de esta unidad comienza con areniscas rojizas muy finas a gruesa con matriz de arena muy fina a limo (Fig. 13d). Los clastos son subangulosos de tamaños de 0,1 a 0,5 mm compuestos principalmente por cuarzo. Las capas poseen geometría tabular fina de 2 a 3 cm de espesor, y estructura interna de laminación plano-



paralela identificada por variaciones granulométricas. Hacia el techo, el depósito grada a arenas medianas a gruesas, friables con matriz de arena fina y estructura interna entrecruzada. Suprayacen a las arenas, niveles arcillo-limosos de color blanco a beige. Los estratos arcillosos presentan geometría tabular bien definida de 3 a 6 cm de espesor. La estructura interna está dada por laminación plano-paralela bien definida por alternancia de láminas de colores beige, rosadas y verdosas. En algunos afloramientos se intercalan a las arcillas, bancos de arena muy fina con laminación paralela y entrecruzada. Este depósito se interpreta como transición de fluvial a lacustre.

Unidad G (UG): La unidad tiene 5 m de espesor, se apoya en concordancia sobre la unidad F y posee poca distribución areal, aflorando en un pequeño sector al sudeste de El Mollar con cota 1638 m. La unidad está integrada por conglomerado gris fino a grueso, clasto soporte y matriz de arena media a gruesa sabulosa (Fig. 13e). Los clastos son polimícticos, redondeados a subredondeados con tamaños de 1 a 10 cm y predominancia de clastos de 4 cm. Presentan imbricación de clastos indicando flujo de corriente hacia el NE (39,2°). La composición de los clastos es 80% de metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana y 20% granitos y tonalitas. El depósito forma paquetes de estratos tabulares mal definidos de 30 cm de espesor. Esta unidad fue interpretada como fluvial y proveniencia desde el oeste por la composición de sus clastos.

Unidad H (UH): La unidad tiene 5 m de espesor y yace por partes en concordancia y en partes en disconformidad sobre la unidad F. Alcanza una cota máxima de 1643 m. La unidad tiene las mismas características que la unidad F. Son solamente distinguibles debido a que en algunos sectores la unidad F se encuentra deformada y la suprayacen depósitos sin deformar. El depósito está integrado por arcilitas y limolitas de color blanco a beige. Presenta estratificación tabular bien definida de 3 a 6 cm de espesor. La estructura interna está dada por laminación plano-paralela bien definida por alternancia de láminas de colores beige, rosadas y verdosas. Este depósito se interpreta como lacustre.

Unidad I (UI): Cuenta con 13 m de espesor y se apoya en disconformidad sobre la unidad F (al oeste del bloque El Mollar) y la unidad H (al este del bloque El Mollar). Se observan contactos



erosivos laterales que indican erosión de la unidad H hasta el nivel de base actual y posterior agradación con la depositación de la unidad I. Los depósitos de esta unidad afloran en el piedemonte del cerro Amarillo, al este y al oeste del bloque el Mollar. Está integrada por conglomerados finos (Fig. 13f) a aglomerados matriz soporte. La matriz es arena mediana a gruesa con clastos subangulosos. Los clastos que forman el esqueleto del depósito son angulosos a subredondeados, con tamaños entre 2 mm a 80 cm, con modas predominantes de 2 cm y de 15 cm. Presentan imbricación de clastos indicando flujo de corriente hacia el NO (304°). La composición de los clastos es 95% granito cerro Amarillo, 3% metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana y 2% de areniscas cenozoicas. La estratificación externa es tabular medianamente bien definida y espesor de 30 cm a 1 m. Es posible distinguir laminación interna plano-paralela incipiente. Intercalan estratos de arena fina a muy gruesa con laminación plano-paralela. Esta unidad fue identificada por Reger (2018) como generación de abanico aluvial 6 y fue datada en  $86,8 \pm 8,1$  ka. Se interpreta esta unidad como abanico aluvial proveniente del este (cerro Amarillo).

Unidad J (UJ): La unidad tiene 3 a 4 metros de espesor y alcanza una cota máxima de 1575 m. Se apoya en discordancia sobre las sedimentitas del Grupo Salta y sobre la unidad A. Aflora al este del bloque El Mollar (margen izquierda del río de Las Conchas) y en la localidad de El Paso (cubierta por los depósitos de la unidad K). En ambas localidades el techo se encuentra erosionado, por lo tanto se calcula un espesor mínimo de 6 m. La unidad está conformada por limolitas y arcilitas beige a amarillo claro (Fig. 13g). La estratificación externa es tabular muy bien definida de 5 a 15 cm de espesor. La estructura interna predominante es laminación plano-paralela. La laminación se diferencia por alternancia de bandas de color rosado, beige y verdoso. El espesor de esta laminación es de 0,5 a 3 mm. Esta unidad fue descrita por Trauth y Strecker (1999) como sedimentos arcillosos con estratificación y laminación plano-paralela bien definida, los cuales identificaron como de orígenes lacustres y obtuvieron una edad  $^{14}\text{C}$  en *ca.* 30 ka. Debido a la gran similitud sedimentológica entre los depósitos de las unidades arcillosas, al igual que Torres (1985) y Gallardo (1998), Hermanns *et al.* (2004, 2006) consideran que todos los depósitos lacustres pertenecen a la misma unidad. Sin embargo, Hermanns *et al.* (2004, 2006) obtienen una edad de 7.500 años, y por lo tanto, desestiman la edad de Trauth y Strecker (1999). No obstante, debido a los numerosos episodios lacustres ocurridos en este depocentro, cuyos depósitos presentan las



mismas características, es posible que las edades obtenidas por Trauth y Strecker (1999) y por Hermanns *et al.* (2004, 2006) sean correctas y correspondan a distintos episodios lacustres. En este contexto la unidad J presenta edad de 30 ka.

Unidad K (UK): La unidad tiene 8 metros de espesor y una cota máxima de 1625 m. Yace en discordancia sobre las sedimentitas del Grupo Salta, sobre la unidad J y sobre la unidad A. Aflora en la quebrada de la Yesera y en el área de El Paso. La unidad está conformada por limolitas y arcilitas beige- amarillo claro. La estratificación es tabular muy bien definida de 5 a 15 cm de espesor. La estructura interna predominante es laminación plano-paralela. La laminación se diferencia por alternancia de bandas de color rosado, beige y verdoso. El espesor de esta laminación es de 0,5 a 3 mm. Hacia el techo grada a areniscas grises muy finas sin matriz, friables. La estratificación de las areniscas es tabular a ondulosa de 10 a 25 cm de espesor y presenta estructura interna en laminación paralela, entrecruzada y ondulosa. Este depósito fue datado por Hermanns *et al.* (2006) por  $^{14}\text{C}$  en  $7.500 \pm 70$  a. El ambiente de depositación de esta unidad fue interpretada por Torres (1985) como lacustre con influencia fluvial de baja energía hacia el techo.

Además, se observó un remanente de depósitos arcillosos bien estratificados, aflorantes sobre la ladera sudeste de la loma de El Mollar a la cota de 1696 m. Estos sedimentos no fueron posibles analizarlos en detalle debido a que el afloramiento es inaccesible, se lo observó a 3 m de distancia. (“lacustre indiferenciado” en Fig. 12). Debido a la altura de los mismos, decenas de metros por encima de la UF, UH, UJ y UK, es posible que se correlacionen con alguna de las unidades del PSLM, aunque esto no se puede saber con certeza.



## 6. NEOTECTÓNICA

Los estudios previos disponibles proponen que la deformación cuaternaria en el área de estudio se concentra en las fallas de borde El Zorrito y Los Castillos (Gallardo 1988, Grier *et al.* 1991, Strecker y Marrett 1999). Sin embargo, las observaciones de campo y el análisis de imágenes satelitales realizadas en el marco de esta tesis han permitido identificar estructuras deformando marcadores estratigráficos y geomorfológicos cuaternarios hacia el sector interno del valle, hecho que constituye uno de los aportes más significativos de esta tesis. Las fallas y pliegues en el interior del valle presentan una orientación subparalela al rumbo de las estructuras de borde, siendo NNO-SSE a N-S en el sector PSLM (Fig. 9), mientras que en el área de El Mollar, la estructura de borde, la falla que levanta el cerro Amarillo, tiene orientación NNE-SSO (Figs. 12 y 15). Sin embargo, en esta área se destaca, además, la presencia del bloque El Mollar, un braquianticlinal con núcleo de basamento y rumbo NNO-SSE y en el piedemonte del cerro Amarillo, pliegues de rumbo NNE-SSO a N-S, afectando al relleno sedimentario cenozoico. Ambos sectores presentan un sentido de transporte tectónico general hacia el oeste-noroeste. El rumbo de las estructuras cuaternarias de la zona de El Mollar coincide con el del sinclinal que se desarrolla en las sedimentitas del Grupo Salta y Payogastilla que afloran entre la loma de El Mollar y el cerro Amarillo (Figs. 6, 12, 14; véase también Fig. 4a de Carrera *et al.* 2006). Si bien, ambas zonas de estudio aportan datos significativos sobre la neotectónica local, se hizo énfasis en el análisis estructural del PSLM (Fig. 9), debido a que esta zona carecía de estudios de campo previos y a que los análisis iniciales de imágenes satelitales detectaron rasgos compatibles con deformación cuaternaria. Además de las zonas mencionadas, se identificaron evidencias de deformación cuaternaria en el área de El Paso, sin embargo, debido a la escasa expresión de las mismas, no fueron objeto de análisis estructurales de detalle (Figs. 17 y 18).

A continuación se describen los perfiles y las secciones estructurales balanceadas realizados con los datos estructurales relevados. A partir de los mismos y de las edades obtenidas se calcularon las tasas de acortamiento cuaternarias para el área de estudio.



## 6.1. Piedemonte de la sierra León Muerto (PSLM)

En este sector se elaboraron cuatro secciones estructurales: Norte (N-N'), Central (C-C'), Sur (S-S'), y Este (E-E'). Las mismas fueron elaboradas tanto utilizando la metodología de Busk (1929) como mediante el software 2D MOVE con excepción del perfil E-E', sobre el cual solo se utilizó este último método. En el perfil Este la geometría de los estratos, caracterizada por buzamientos altamente variables sugirió que el método de Busk no es apropiado para su reconstrucción y por lo tanto, se optó por aplicar los algoritmos de cizalla triangular (*trishear*, Erslev 1991), disponibles en la plataforma de modelado 2D MOVE. Adicionalmente, se elaboró una quinta sección estructural en el sector Austral del sector PSLM. Sin embargo, dado que para la realización de este perfil además de los datos estructurales colectados en el campo se utiliza la topografía (obtenida de un Modelo de Superficie Digital –MSD- de alta resolución) como marcador de la deformación, será descrita detalladamente en la sección de “morfotectónica”. Las estructuras mencionadas en cada perfil han sido identificadas con números para una mejor descripción de las mismas (Figs. 10 y 16).

Para el cálculo de las tasas de acortamiento, se consideró que la deformación ocurrió en un rango máximo de 94,6 ka y un rango mínimo de 34,4 ka, (teniendo en cuenta la incertidumbre en las edades de  $147,9 \pm 10$  ka para la unidad 7 y  $212,4 \pm 20,1$  ka para la unidad 3) representando el tiempo transcurrido entre la depositación de los sedimentos de las unidades 3 y 7. Las tasas de acortamiento se calcularon independientemente para cada perfil con el rango máximo y el rango mínimo lo cual otorgó tasas de acortamiento mínimo (m) y máximo (M), respectivamente.

### 6.1.1. Perfil Norte (Figs. 9, 10a y 16a)

La construcción con el método de Busk (Fig. 10a) muestra una sucesión de tres anticlinales y sinclinales con flancos asimétricos. Los anticlinales afectan a las unidades 2 y 3 y presentan el flanco de mayor inclinación buzando al este (Fig. 10a y d). En 2D MOVE, la sección ha sido modelada por el método de *trishear* en una falla (Fa) vergente al este (Fig. 16a). El anticlinal 1 y 2 son generados por cambios en la inclinación de la falla mientras que el anticlinal 3 es generado por la culminación de la falla en *trishear*. Este modelo considera 100 m de desplazamiento horizontal,



ángulo de *trishear*  $81,68^\circ$ , *trishear offset* de 0,47 y una relación de propagación/desplazamiento (P/S) de 2,5 y la posición del *tip point* a 100 m debajo de la superficie.

Las tasas de acortamiento mínimas y máximas calculadas por el método de Busk y mediante el modelado en 2D MOVE fueron de 1,03 mm/a (m) – 2,8 mm/a (M) y 1,05 mm/a (m) 2,9 mm/a –(M), respectivamente.

### 6.1.2. Perfil Central (Figs. 9, 10b y 16b)

La construcción por el método de Busk (Fig. 10b) muestra en el sector occidental a las unidades 5, 2 y 1 formando un par anticlinal- sinclinal (Fig. 10b, anticlinal 1 en Fig. 10g), donde la unidad 5 se apoya en discordancia sobre la unidad 2. En el centro del perfil se observa la unidad 4 dispuesta en discordancia sobre la unidad 2 (Fig. 10e) y deformada en un anticlinal asimétrico con el flanco este de mayor longitud (anticlinal 3, Fig. 10b). Hacia el oriente del perfil Central, la unidad 7 se presenta en discordancia sobre la unidad 4 (Fig. 10h) y en el sector más oriental, forma un monoclinal (4) levemente buzante al este (Fig. 10b). El modelo de 2d MOVE que mejor se ajusta a los datos de superficie (Fig. 16b), sugiere cuatro fallas de alto ángulo que generan pliegues por propagación de falla de acuerdo al algoritmo de *trishear*. Tres fallas (Fb, Fc y Fd) enseñan vergencia al oeste, generando los pliegues 1, 2 y 3, mientras que la falla restante es vergente al este (Fe) y responsable de la deformación en el monoclinal 4. La falla Fb fue modelada con 50 m de desplazamiento, ángulo de *trishear* de  $107,6^\circ$ , *trishear offset* 0,27, relación de propagación/desplazamiento (P/S) 2 y posición del *tip-point* ubicado a 80 m debajo de la superficie. La falla Fc fue modelada con 100 m de desplazamiento, ángulo de *trishear*  $57,84^\circ$ , *trishear offset* de 0,38, relación de propagación/desplazamiento (P/S) de 1 y *tip-point* ubicado a 180 m debajo de la superficie. La falla Fd fue modelada con 48 m de desplazamiento, ángulo de *trishear* de  $75^\circ$ , *trishear offset* de 0,60, relación de propagación-desplazamiento (P/S) de 2,5 y posición del *tip-point* 82 m debajo de la superficie. La falla Fe fue modelada como una falla de alto ángulo, con 50 m de desplazamiento, vergente al este, ángulo de *trishear* de  $78^\circ$ , *trishear offset* de 0,69, relación de propagación-desplazamiento de 1 y posición del *tip-point* a 334 m debajo de la superficie.





Las tasas de acortamiento mínimas y máximas calculadas por el método de Busk y mediante el modelado en 2D MOVE fueron de 0,95 mm/a (m) – 2,63 mm/a (M) y 1,64 mm/a (m) – 4,47 mm/a (M), respectivamente.

### **6.1.3. Perfil Sur (Figs. 9, 10c y 16c)**

La geometría de la sección según el método de Busk (Fig. 10c) muestra en su extremo occidental a la unidad 5 formando un anticlinal (1), hacia el este se observa una falla inversa buzante al este que yuxtapone la unidad 4 sobre la unidad 5 (Fig. 10f). La unidad 4 que se encuentra plegada (2), buzando 60° en la zona de la falla, perdiendo inclinación rápidamente hacia el este hasta llegar a la horizontal en menos de 200 m de distancia. Más al este, la unidad 4 se encuentra cubierta por la unidad 5. La unidad 7 define un monoclinal (3) al oriente de la sección de igual forma que en el perfil Central. El modelo de 2D MOVE que mejor se ajusta a la deformación observada en superficie (Fig. 16c) supone tres fallas con pliegues asociados. La falla Ff (Fig. 16c) fue modelada con 50 m de desplazamiento, ángulo de *trishear* de 75°, *trishear offset* 0,59, relación de propagación-desplazamiento (P/S) de 1,5, y posición del *tip-point* a 80 m debajo de la superficie. La falla Fg fue modelada con movimiento por cizalla simple con desplazamiento de 100 m y ángulo de cizalla de 25°. Por último, la falla Fh, al igual que la falla Fe, fue modelada como una falla de alto ángulo con vergencia al este, 100 m de desplazamiento, culminación en *trishear* con ángulo de 70° y *trishear offset* de 0,48, relación de propagación-desplazamiento (P/S) de 1 y posición del *tip-point* a 350 m debajo de la superficie.

Las tasas de acortamiento mínimas y máximas calculadas por el método de Busk y mediante el modelado en 2D MOVE fueron de 0,42 mm/a (m) – 1,17 mm/a (M) y 1,55 mm/a (m) – 4,2 mm/a (M), respectivamente.

### **6.1.4. Perfil Este, falla Los Castillos (E-E', Figs. 9 y 16d)**

La falla de Los Castillos es una falla inversa que yuxtapone los depósitos de sin-rift del Grupo Salta (Subgrupo Pirgua) sobre las sedimentitas del Grupo Payogastilla (Grier *et al.* 1991). En imágenes satelitales es posible distinguir que esta estructura continúa hacia el sur generando una escarpa en los depósitos cuaternarios. En el campo se observó que la falla genera un monoclinal definido por capas de las unidades 2 y 3 buzando al oeste que pasan a la horizontal en el sector



oriental. El buzamiento de los estratos varía desde 20° a 80° al oeste cerca de la escarpa, hasta aparecer en algunos lugares volcados inclinando 85° al este. Debido a la morfología de los estratos, y la variabilidad de los buzamientos, el método más adecuado para modelar la deformación es el de *trishear* (Fig. 16d). El modelo más representativo fue generado considerando los siguientes parámetros: desplazamiento de 150 m, ángulo de *trishear* 47,8°, *trishear offset* 0,67, relación de propagación/desplazamiento (P/S) de 2 y posición del *tip point* a 230 m debajo de la superficie.

Para la tasa de acortamiento de este perfil, debido a que no es posible acotar a través de discordancias cuando ocurrió la deformación, se utilizó la edad de  $212 \pm 20,1$  ka (edad de la unidad 3, la cual se encuentra deformada en este perfil). La tasa de acortamiento calculada para este perfil es de 0,64 mm/a (m) y 1,47 mm/a (M).

## 6.2. Área El Mollar

La descripción de la deformación en el área de El Mollar ha sido subdividida en sector oeste y sector este, tomando como referencia la loma de El Mollar (Fig. 12). El área al oeste de la loma es la que registra y preserva estructuras mejor definidas (Fig. 14) y consecuentemente allí se focalizaron las observaciones y análisis. Las evidencias de deformación cuaternaria preservadas hacia el este de la loma son puntuales y escasas, igualmente se mencionan como referencia.

### 6.2.1. Sector oeste (Fig. 14)

En este sector se elaboraron 2 perfiles estructurales: Este (B-B') y Oeste (A-A'), ambos elaborados mediante el método de Busk y modelados con 2D MOVE, tomando como referencia la unidad F como marcador de la deformación. Con el fin de facilitar la lectura los pliegues han sido identificados de forma numérica.

Debido a que en el sector donde se identificó la deformación las únicas edades disponibles son de las unidades B y D, se utilizó la edad de esta última para la estimación de las tasas de acortamiento. Dado que la UF podría ser decenas de miles de años más joven que la UD, su edad ( $147,3 \pm 14,9$  ka, Reger 2018) se considera como la máxima en la que la deformación de la unidad F pudo haber ocurrido. Se calculó la tasa de acortamiento máximo (M) y mínimo (m) teniendo en cuenta la incertidumbre en la edad.

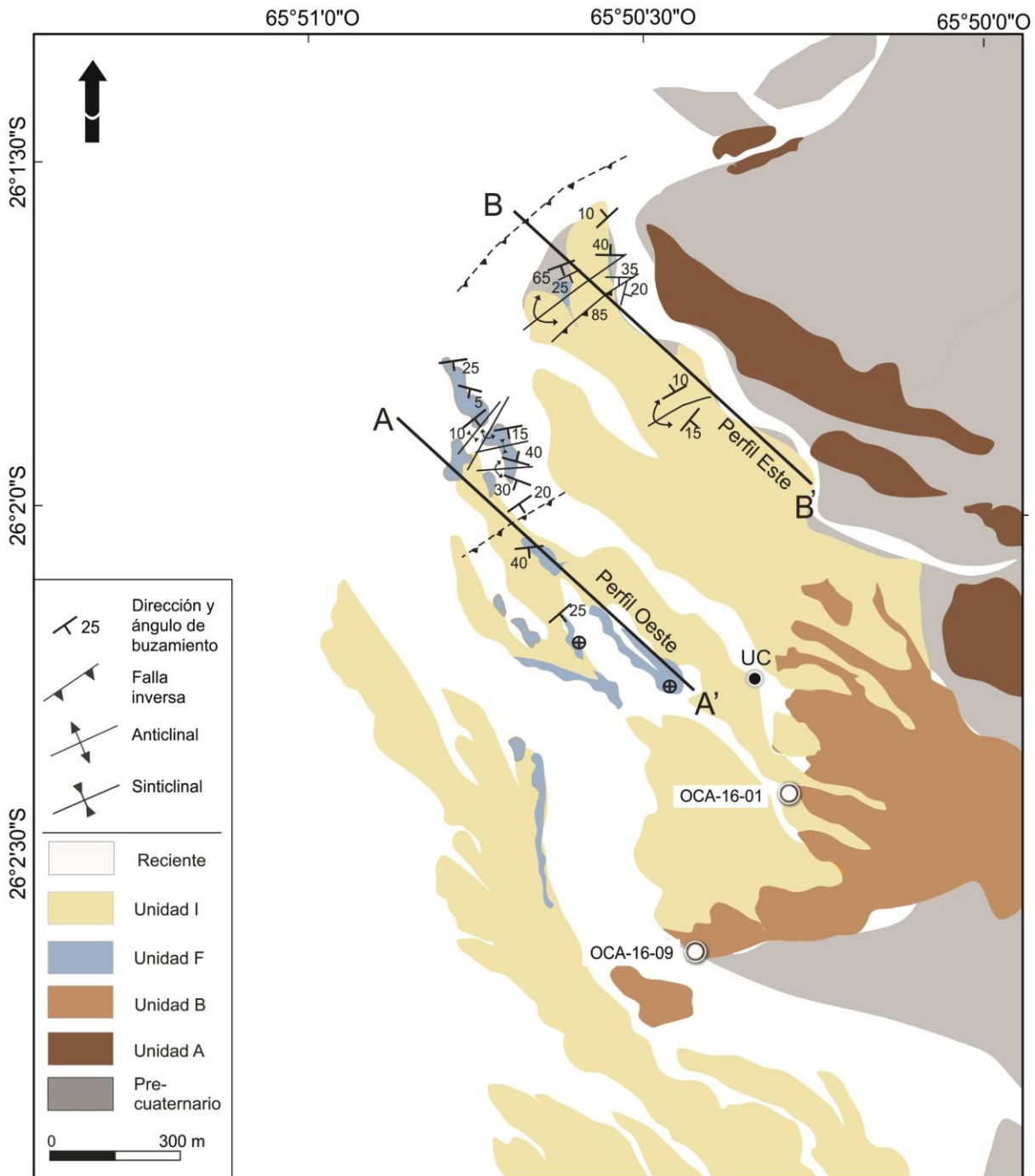


Figura 14: Mapa geológico de las unidades cuaternarias en el área de El Mollar y las estructuras que las afectan. Los círculos blancos indican la ubicación de las muestras tomadas por Reger (2018). Las líneas negras indican la ubicación de los perfiles estructurales. UC enseña la ubicación donde se encontró contenido fosilífero en la unidad C.



Perfil Este (B-B', Figs. 15a, 16e). La construcción de este perfil a través del método de Busk (Fig. 15a), muestra buzamiento de los estratos hacia el sudeste con una falla inversa (2) que deforma la UF y define un anticlinal de escala decamétrica (1) en el bloque de piso (Fig. 15c). En el extremo sudeste del perfil la UF define otro anticlinal (3, Fig. 15a). El modelo que mejor representa los datos de superficie, prevé dos fallas ( $F_i$  y  $F_j$ ), modeladas como pliegue de propagación de falla (Fig. 16e). La falla inversa  $F_i$  buza al sudeste con variaciones en el buzamiento, generando un anticlinal (1). La falla inversa  $F_j$ , que también genera un pliegue de propagación de falla, buza  $83^\circ$  al sudeste con un escalón (rampa) en el perfil de la falla, responsable de generar el anticlinal (3). Ambas estructuras poseen el mismo nivel de despegue a 400 m debajo de la superficie, probablemente enraizado en las sucesiones de postrift paleógenas.

La tasa de acortamiento para el perfil Este calculada con el método de Busk es: 0,19 mm/a (m) – 0,24 mm/a (M) y calculada con el modelado es: 0,52 mm/a (m) – 0,64 mm/a (M).

Perfil Oeste (A-A', Figs. 15b y 16f): La construcción con el método de Busk (Fig. 15b) muestra que los estratos tienen buzamiento predominante hacia el sudeste, siendo alterado por tres anticlinales decamétricos (1, 2 y 3, Fig. 15b, ej. en Fig. 15d). El método de modelado estructural que mejor se ajusta a los datos de superficie es el de pliegues por propagación de falla (1, 2 y 3), producidos por cambios en la inclinación de la falla  $F_k$  (Fig. 16f). La falla  $F_k$  también presenta un nivel de despegue a 400 m debajo de la superficie, probablemente enraizado en los depósitos del postrift paleógeno.

La tasa de acortamiento para el perfil Oeste calculada con el método de Busk es: 0,21 mm/a (m) – 0,26 mm/a (M), y calculada con el modelado es: 0,31 mm/a (m) – 0,37 mm/a (M).

### **6.2.2. Sector este**

En este sector se encontraron escasas evidencias de deformación cuaternaria, presentando los afloramientos deformados poca continuidad lateral por lo cual los datos recolectados no fueron suficientes para ser integrados en secciones estructurales. Sin embargo, se destaca la presencia de una falla normal afectando a los depósitos de la unidad F, con dirección de buzamiento  $287^\circ$  y  $30^\circ$  de buzamiento. Los depósitos de arcilla forman un pliegue de arrastre en la falla. Sobre esta estructura se deposita la unidad H, indeformada. La unidad F presenta también estructura de

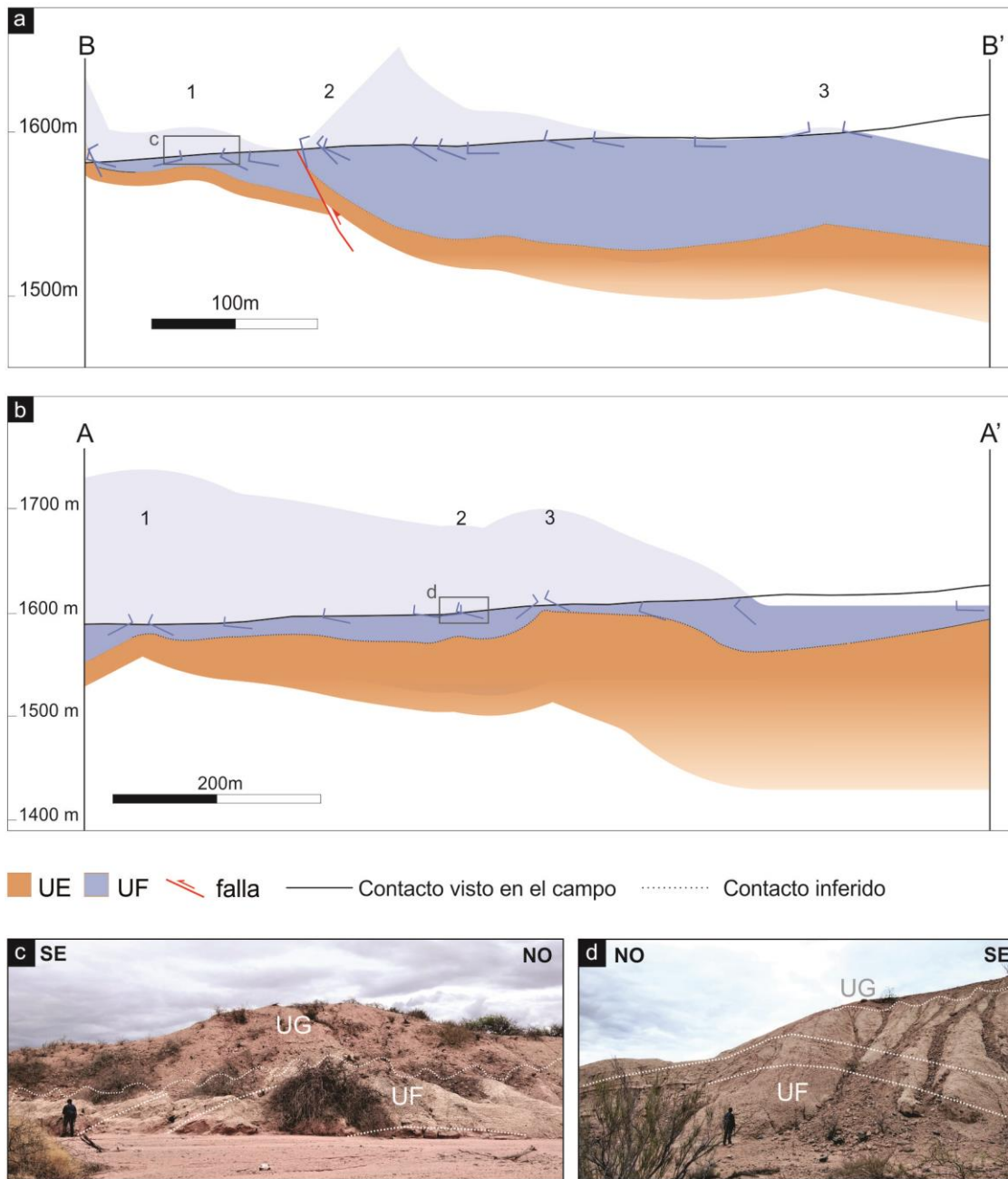


Figura 15: Modelos estructurales de los perfiles (a) Este (B-B') y (b) Oeste (A-A') del área de El Mollar construidos con el método de Busk. También se muestra exposiciones naturales causadas por cortes de ríos de las unidades aflorantes en El Mollar: anticlinas afectando a la unidad F, en el perfil B-B'(c) y A-A'(d).

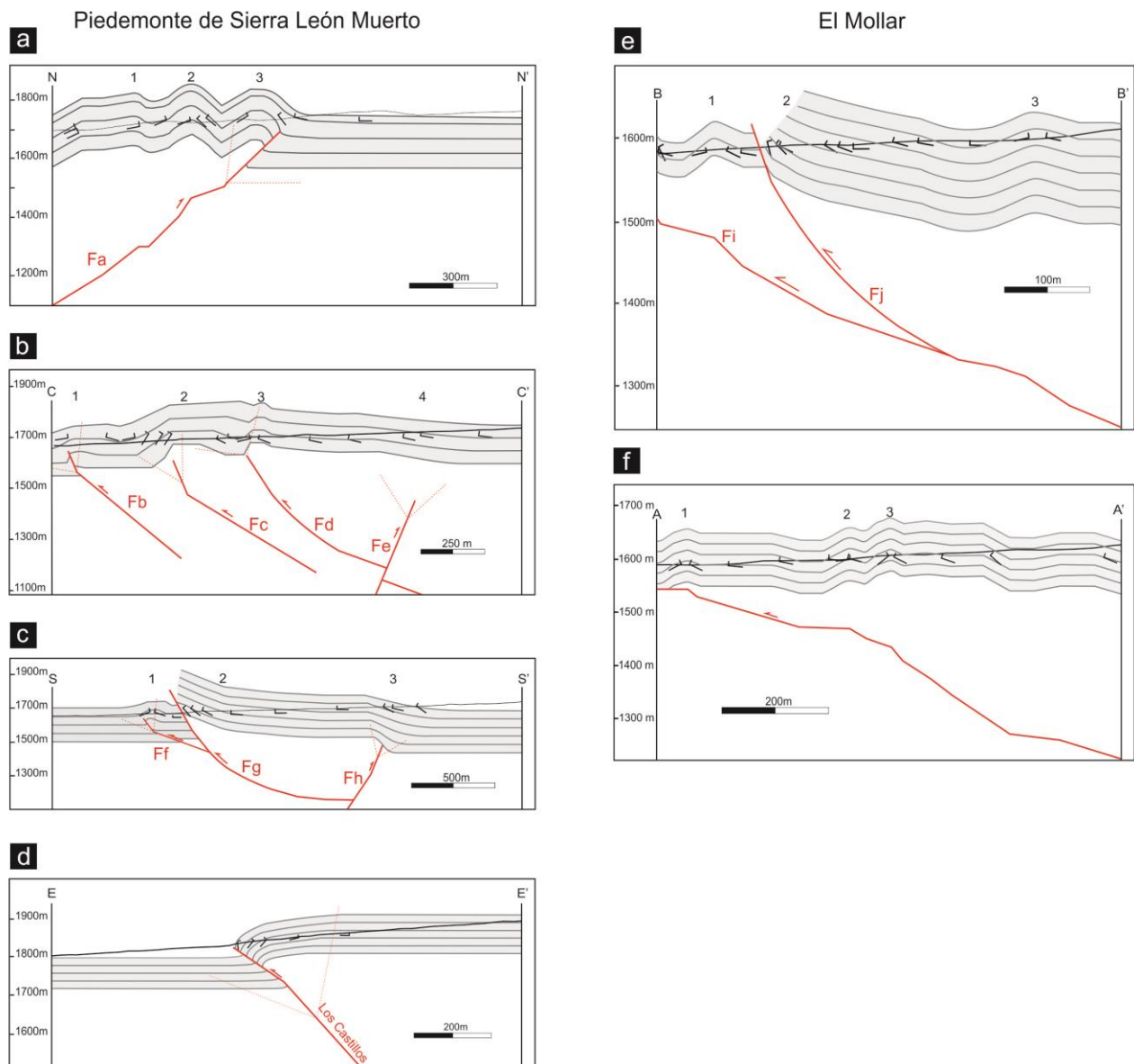


Figura 16: Modelados cinemáticos 2D realizados con el software MOVE para el PSLM (a, b, c y d) y para el área de El Mollar (e y f). Los modelos fueron realizados considerando el Cuaternario como un solo paquete sedimentario (gris claro). Las líneas gris oscuro enseñan la deformación de los estratos (sin discernir entre unidades).

deformación de sedimentos blandos (SSDS), en forma de laminación convoluta y con desintegración y mezcla de laminación original, confinadas en estratos.

### 6.3. Área El Paso

En este sector se encontraron los depósitos lacustres de las unidades J y K deformados (Figs. 17 y 18). Se observan estructuras SSDS afectando la unidad K (Fig. 18a y b) y pliegues de corta longitud de onda conformados por la UJ (Fig. 18c). Las SSDS fueron previamente descritas por Hermanns y Niedermann (2011). Si bien en esta área se encontraron sedimentos deformados, el acortamiento relativo al afloramiento es muy bajo y por lo tanto se optó por no calcular la tasa de acortamiento. Sin embargo, se destaca que esta deformación es la última registrada en la zona de estudio dado que afecta a depósitos holocenos.

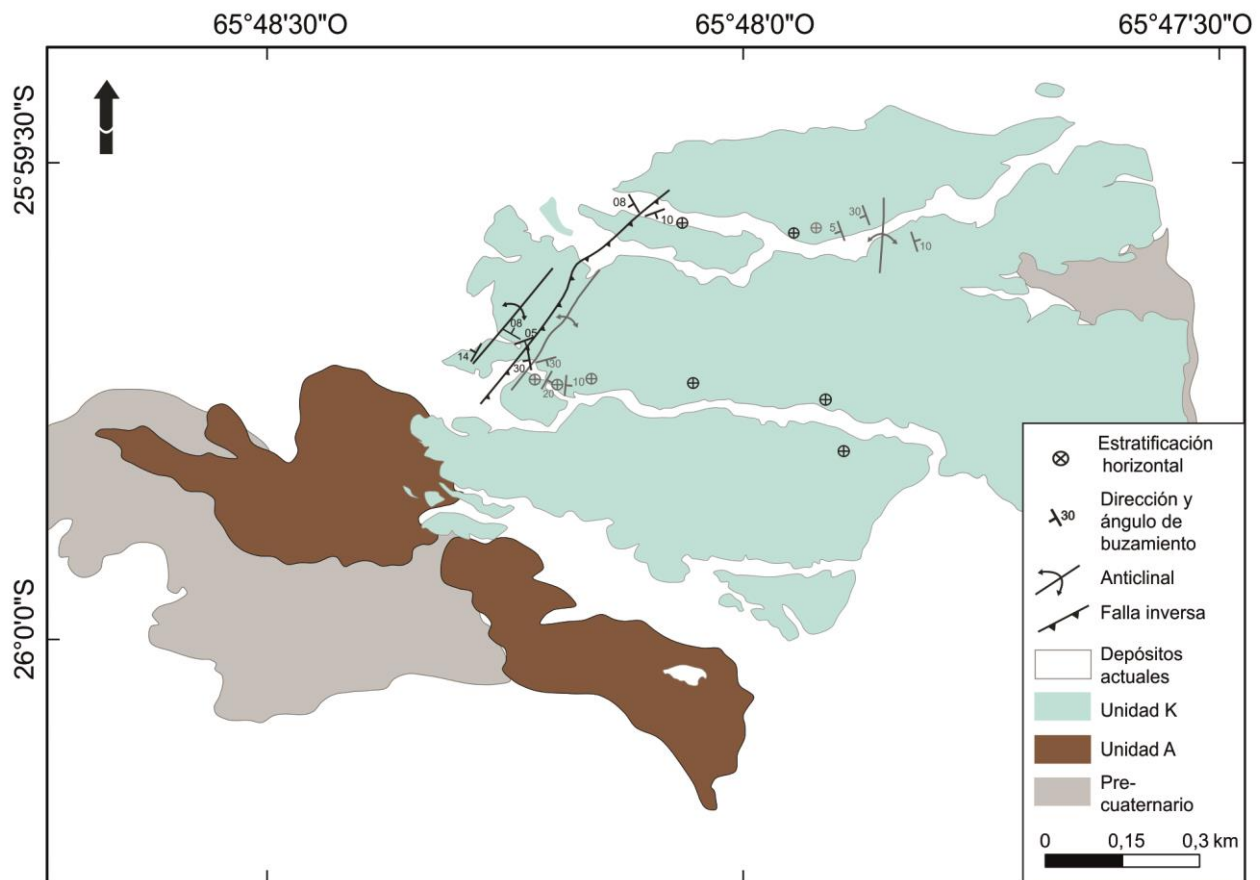


Figura 17: Mapa geológico de El Paso. La unidad J se encuentra cubierta. En gris se indican los datos estructurales de la unidad J y en negro los datos estructurales de la unidad K.



Figura 18: Estructuras aflorantes en el sector de El Paso: (a) y (b) muestran estructura de deformación en sedimento blando (UK). (c) Anticlinal deformando la unidad J, sobre el que se apoyan depósitos lacustres no deformados de la unidad K.





## 7. VELOCIDADES DE SUPERFICIE

La Geodesia es la disciplina de las Ciencias de la Tierra que trata la medición y representación de la forma y dimensiones de la tierra y de su campo gravitatorio, así como las variaciones temporales de estos parámetros (Dermanis y Livieratos 1983, Cheloni 2008). Además, la Geodesia estudia los movimientos de la litosfera, lo cual incluye el estudio de la deformación tanto gradual, como por ejemplo el movimiento constante de placas tectónicas o de movimientos de isostasia, o abrupta, como es el caso de eventos sísmicos. El análisis sistemático de las mediciones geodésicas en regiones tectónicamente activas actualmente representa una de las herramientas más importantes para el estudio de la deformación cortical a escala de las últimas decenas de años. Al proveer datos directos del movimiento cortical, las observaciones geodésicas contribuyen a cuantificar la deformación acumulada por una estructura o un sistema tectónico, en relación con el movimiento de las placas tectónicas (Dermanis y Livieratos 1983, Cheloni 2008).

Numerosos ejemplos de estos estudios en diferentes partes del mundo han demostrado que la utilización de mediciones geodésicas para derivar la deformación tectónica permanente a partir de los desplazamientos de terreno representa una poderosa herramienta de trabajo (ej. Dermanis y Livieratos 1983, Arnadottir y Segall 1994, Thatcher *et al.* 1997, Norabuena *et al.* 1998, Lamb 2000, Bilham y England 2001, Nyst *et al.* 2006, Cheloni 2008, Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016 y McFarland *et al.* 2017). A continuación se explica brevemente la relevancia de los datos geodésicos en el análisis de la deformación tectónica (basado en Baldi y Unguendoli 1987, Dermanis y Liveratos 1983, Norabuena *et al.* 1998, Lamb 2000, Cheloni 2008, Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016 y McFarland *et al.* 2017).

El estudio de la deformación a partir de datos geodésicos consiste en la recopilación de datos de posicionamiento de estaciones geodésicas (permanentes o transitorias) que realizan mediciones del área de interés durante un período de tiempo considerable. Cada una de las estaciones recopila la información del movimiento en milímetros en tres componentes: este, norte y elevación. Las dos primeras registran la componente horizontal del desplazamiento de la estación y la última el desplazamiento vertical (levantamiento o hundimiento). Estos desplazamientos se expresan en forma vectorial en milímetros (mm/a) o centímetros (cm/a) por año. El movimiento recopilado por

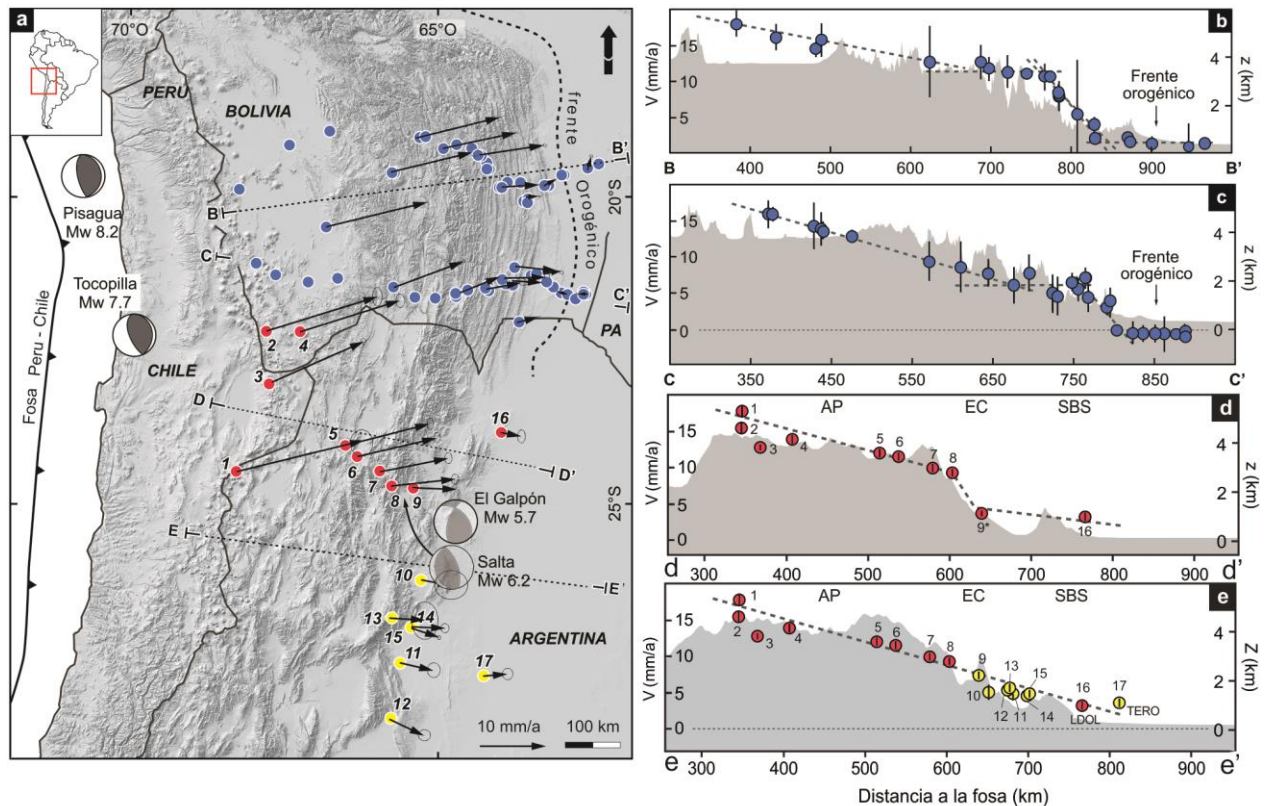


las estaciones puede ser utilizado para registrar deformación local o regional. En un contexto local, a partir de datos geodésicos se pueden conocer los cambios ocurridos en el registro por un evento sísmico en particular o bien la actividad de una estructura específica. Una forma de cuantificar la actividad de una falla en particular es, por ejemplo, el registro de su desplazamiento mediante la instalación de estaciones geodésicas en ambos bloques de falla. Trátese de una falla inversa o normal, el movimiento registrado en el período intersísmico, en el bloque colgante será mayor que en el bloque yacente, el cual será muy bajo o nulo, ya que en el bloque alto se registrará la acumulación de la tensión que será liberada durante eventos cosísmicos de la estructura (ej. en McFarland y Bennett 2017). Por otra parte, la actividad sísmica, es registrada por las estaciones como decrecimiento abrupto de la velocidad, y posterior recuperación de la velocidad previa a la ruptura. Para conocer la deformación de una región a escala regional, se realiza un perfil perpendicular a las principales estructuras, en donde se expresan las velocidades promedio de superficie registradas durante un periodo de tiempo para cada estación. De esta manera se puede conocer la variación espacial de las velocidades de superficie del orógeno, e interpretar el estilo estructural.

### 7.1. Velocidades de superficie del NOA

En un trabajo reciente, el perfil de las velocidades de superficie obtenidas de estaciones geodésicas en el NOA muestra un decrecimiento abrupto de las velocidades entre las estaciones Gólgota (GOLG) y Universidad Nacional de Salta (UNSA) (McFarland *et al.* 2017, Figs. 3d y 19d). Los autores interpretan este decrecimiento en relación a la presencia de un *décollement* bloqueado, similar a lo que fue propuesto para la faja plegada y corrida del Sistema Subandino en el norte de Bolivia (Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016). El decrecimiento repentino de la velocidad de 10 mm/a en GOLG a ~4 mm/a en UNSA ocurre en una distancia de 20 km y está relacionado principalmente con una anomalía de velocidad para la estación UNSA. El periodo de tiempo utilizado para evaluar la velocidad de UNSA en el trabajo de McFarland *et al.* (2017) fue acotado entre dos eventos sísmicos importantes en Chile: el terremoto de Maule Mw 8,8 en el 2010 y el terremoto en Pisagua, Mw 8,1 en el 2014 (Moreno *et al.* 2010, Schurr *et al.* 2014, respectivamente). Sin embargo, cuando se amplía la ventana temporal del registro de velocidades

de la estación UNSA, se observa que la estación cambia la velocidad media después de terremotos importantes. Por lo tanto, en este trabajo se evalúan las velocidades de la estación UNSA y sus variaciones desde el 2000 hasta 2018, periodo durante el cual ocurrieron cuatro eventos que provocaron cambios en las velocidades (Fig. 20).



1-SOCM; 2-COLO; 3-CJNT; 4-UTUR; 5-TUZG; 6-SALC; 7-SRSA; 8-GOLG; 9-UNSA; 10-TAVA; 11-JBAL; 12-CATA; 13-TRNC; 14-TUCU; 15-TUC1; 16-LDOL; 17-TERO; PA: Paraguay.

Figura 19: Mapa de ubicación, topografía y velocidades de superficie derivadas de GPS. (a) Topografía sombreada del sector central de los Andes Centrales. Los círculos azules corresponden a las estaciones de GPS utilizadas por Weiss et al. (2016), los rojos a McFarland et al. (2017), y los amarillos a las estaciones adheridas en este trabajo. Las flechas indican las velocidades horizontales y las elipses los errores sigma asociados. El gráfico enseña los mecanismos focales de eventos sísmicos que han impactado a las velocidades del retroarco y la ubicación aproximada del frente orogénico en Bolivia. (b) (c) (e) y (d) Perfiles topográficos (z) velocidades de superficie (v) de (b) Bolivia norte y (c) sur, modificados de Weiss et al. (2016), (d) Perfil del NOA modificado de McFarland et al. (2017) y (e) perfil del NOA obtenido en este trabajo.



Entre el año 2000 (cuando comenzó a registrar la estación) y el 2007 (sismo de Tocopilla, noviembre 2007, Mw 7,7, Delouis *et al.* 2009), la estación registró una velocidad de  $7,4 \pm 0,03$  mm/a hacia el este. La velocidad decrece abruptamente durante el periodo comprendido entre el sismo de Tocopilla y los sismos de Maule (febrero, 2010, Mw 8,8; Hayes *et al.* 2013) y de Salta (febrero, 2010, Mw 6,3; Scott *et al.* 2014) a una velocidad de  $0,49 \pm 0,12$  mm/a al oeste. A partir de febrero de 2010 la velocidad de superficie registrada en la estación aumenta, pero no recupera la velocidad previa a Tocopilla. La velocidad hacia el este registrada en el periodo comprendido entre 2010 y el sismo de Pisagua en el 2014 es  $3,7 \pm 0,04$  mm/a. Posterior al sismo de Pisagua y previo al sismo de El Galpón en el Sistema Santa Bárbara (Mw 5,7; GEOFON 2015), las velocidades cambiaron a  $4,7 \pm 0,3$  mm/a al oeste. El sismo de El Galpón fue el último evento que afectó la velocidad media de la estación. A partir de este evento la velocidad registrada es de  $6,4 \pm 0,13$  mm/a al este.

Debido a que esta estación muestra gran vulnerabilidad en la presencia de eventos sísmicos y con el objetivo de conocer si estos cambios son locales o regionales, se analizó el registro de una estación cercana a una longitud similar (157 km al sur y 15 km al este de la estación UNSA) que ha registrado durante el mismo lapso: la estación Tucumán (TUCU). Esta estación muestra un pequeño decrecimiento en la velocidad después del sismo de Maule (de  $4,62 \pm 0,02$  a  $3,9 \pm 0,04$  mm/a) y no registra variación alguna luego del sismo de Pisagua (Fig. 20). La velocidad promedio de la estación desde el 2000 al 2015, es de  $4,24 \pm 0,01$  mm/a.

A partir de la comparación entre la estación UNSA (Salta) y TUCU (Tucumán), se infiere que los cambios ocurridos en la estación UNSA son locales y no regionales. Cabe destacar que McFarland y Bennett (2017) proponen que las variaciones en las velocidades de la estación UNSA generadas por eventos sísmicos, están relacionadas con la actividad sísmica de la falla Gólgota, ubicada al oeste de la estación, y potencial fuente sismogénica del sismo de Salta de febrero de 2010.

Por lo tanto, se considera que para realizar un perfil de velocidades de superficie representativo regional es más conveniente 1) ignorar la estación UNSA, o 2) considerar como velocidad

representativa de la estación UNSA a la velocidad obtenida en el periodo de tiempo más largo sin haber sido afectada por un evento sísmico, la velocidad previa al sismo de Tocopilla.

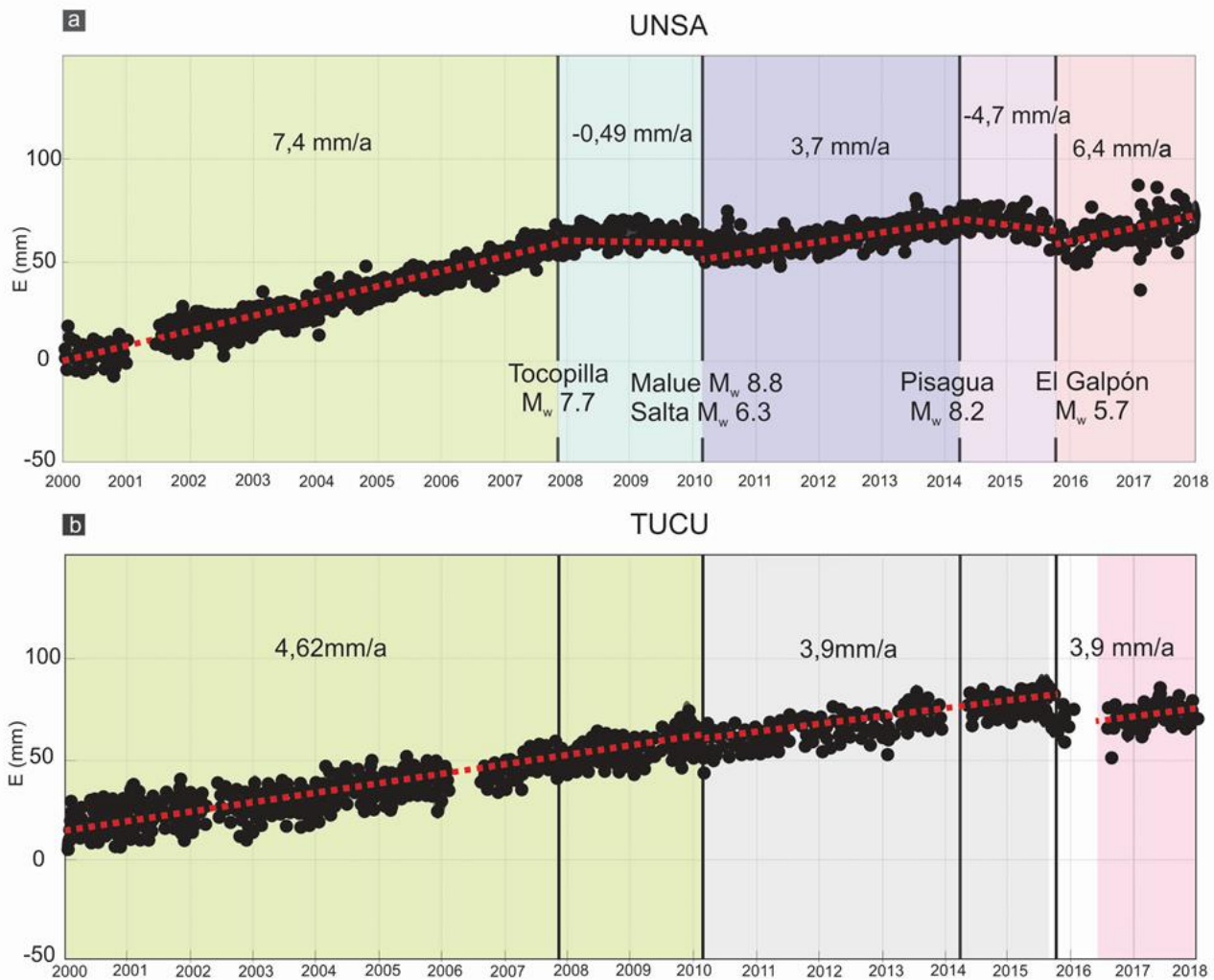


Figura 20: Desplazamientos hacia el este en milímetros, de las estaciones UNSA y TUCU. Los valores negativos indican movimiento al oeste. A) Velocidades de GPS de la estación UNSA desde el 2000 al 2018. B) Velocidades de GPS de la estación TUCU desde el 2000 al 2018. Cada estación fue analizada para el periodo de tiempo comprendido entre los principales eventos sísmicos (líneas negras verticales). La línea roja representa la velocidad media del periodo estudiado. Los rectángulos de colores representan los lapsos estudiados en cada estación. Nótese que la estación UNSA ha sido fuertemente influenciada por cada uno de los eventos sísmicos, mientras que la estación TUCU solo ha sido fuertemente influenciada por el sismo de El Galpón.



A partir de lo expuesto, se optó por la opción 2 y se realizó un nuevo perfil de velocidades de superficie para el NOA (Fig. 19, perfil E-E'), tomando las velocidades obtenidas por McFarland *et al.* (2017), excepto la estación UNSA, para la cual se utilizó la velocidad de 7,4 mm/a (velocidad registrada entre 2000 y 2007), y se agregaron las velocidades registradas para las estaciones JBAL, TUC1, TERO y CATA (Fig. 19). El perfil obtenido muestra decrecimiento de las velocidades gradualmente hacia el este, opuesto al perfil con decrecimiento abrupto obtenido por McFarland *et al.* (2017) (Fig. 19e).



## 8. MORFOTECTÓNICA

### 8.1. Introducción y conceptos

Los estudios neotectónicos involucran una combinación de enfoques geomorfológicos y geológicos. El análisis de las evidencias en el terreno de las deformaciones recientes constituye la disciplina de la geomorfología tectónica o morfotectónica (Bull y Wallace 1985).

La evolución de un paisaje en comarcas con deformación activa es el resultado de la interacción entre procesos endógenos y exógenos, específicamente la competencia entre los movimientos tectónicos verticales y horizontales de los materiales de la corteza con los procesos de erosión y depositación (Hack 1975, Bull y Wallace 1985, Bull 2007). Los primeros tienden a generar relieve y los últimos a suavizarlo. La geomorfología tectónica estudia las relaciones entre los procesos endógenos y exógenos, así como sus implicancias geodinámicas y geomórficas para un paisaje determinado (Burbank y Anderson 2001).

El punto central de este tipo de análisis está orientado a discriminar entre el control pasivo y activo que una estructura impone en el paisaje. El primero de ellos implica la imposición en el relieve de ciertos rasgos geológicos heredados, sin que la evolución del paisaje esté condicionada por la actividad de la estructura. Por ejemplo, una escarpa desarrollada por erosión diferencial de un drenaje a lo largo de la superficie de la falla, sin que esta geoforma tenga relación directa con movimientos recientes de la estructura. Estas situaciones pueden ocasionar rasgos lineares muy continuos y notorios, a veces con mejor expresión que muchas estructuras con actividad reciente, capturando prematuramente la atención del observador (Costa 2004).

El control activo de una geoforma por una determinada estructura, implica una relación dinámica entre la evolución de la misma y los continuos movimientos de la estructura asociada. Por ejemplo: la imposición en el relieve de un anticlinal de crecimiento, redundará en deflexiones del drenaje, independientemente de la claridad con que se expongan sus rasgos en la morfología. Otra situación común en el control activo es el desarrollo de una escarpa de falla a contrapendiente, la cual produce sucesivos bloqueos y desvíos en el drenaje debido a repetidas rupturas co-sísmicas asociadas a la falla (Costa 2004).



El supuesto de partida es que toda falla que genera una deformación en superficie ya sea por ruptura o flexura, puede producir, en condiciones propicias, una respuesta sedimentaria y/o erosiva en sus adyacencias (Costa 2004).

Las herramientas que pueden utilizarse para el estudio de las geoformas asociadas a deformación cuaternaria son, por un lado, la observación y análisis de geoformas individuales, tanto cualitativa como cuantitativamente (mediante distintos índices morfométricos) y, por otro, el estudio de asociaciones de geoformas características, que permiten evaluar la actividad tectónica de un área determinada (Keller 1986).

En esta contribución, las herramientas geomorfológicas aplicadas se utilizaron como complemento a los datos estructurales colectados. De esta manera se observa la relación entre las estructuras observadas y medidas en afloramiento y aquellas inferidas por rasgos superficiales y geoformas.

### **8.1.1. Variaciones en el patrón de los ríos**

La respuesta de los ríos ante las perturbaciones tectónicas está dada por variaciones locales en su patrón de drenaje producto de cambios en la pendiente, ríos desviados, anomalías de sinuosidad, anomalías de concavidad, y/o anomalías de pendiente (Burbank and Anderson 2001; Kirby y Whipple 2012; Willett *et al.* 2014, Forte *et al.* 2015, Forte y Whipple 2018). Un aspecto a destacar es que los patrones en planta de los ríos pueden dar idea de la distribución de la deformación debido a la alta sensibilidad de los mismos a los cambios de gradiente impuestos por la tectónica. Es preciso tener en cuenta que los ríos responden, en realidad, a una variedad de controles (descarga de agua y sedimento, rugosidad, tamaño del sedimento, etc.) por lo que los cambios el patrón de drenaje de los mismos no deberían, a priori, ser atribuidos directamente a causas tectónicas. Sin embargo, dentro de un mismo sector donde dichas variables se mantienen constantes y en asociación con otros rasgos neotectónicos, estas anomalías se vinculan comúnmente a cambios en la pendiente generados por deformación joven o activa. Si los ríos sometidos a basculamiento se encuentran atrincherados de forma tal que no pueden desviarse para formar nuevos cursos, preservarán su orientación original y por ello existirá una incongruencia entre su orientación y la



inclinación de la superficie basculada (Burbank y Anderson 2001, Terrizzano 2010, Willett *et al.* 2014, Perucca *et al.* 2018, Rothis *et al.* 2018, Seagren y Schoenbohm 2019).

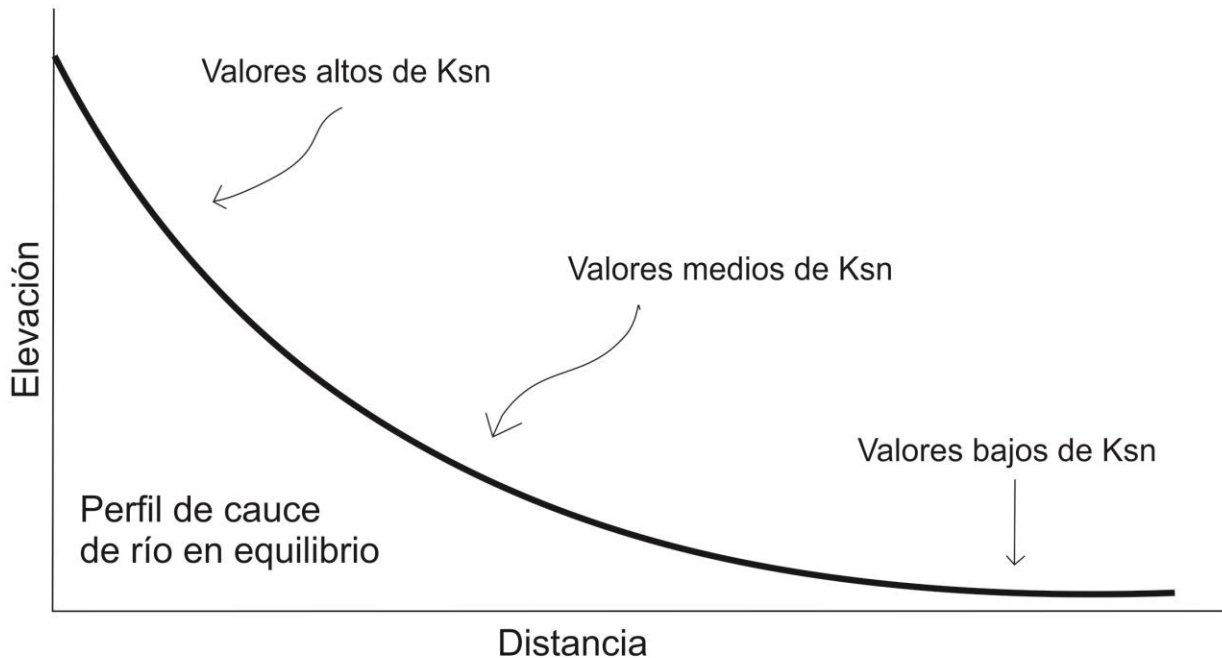


Figura 21: Perfil de un cauce fluvial en equilibrio. Demuestra forma cóncava. Se esperan valores altos de  $K_{sn}$  para el sector apical y valores bajos de  $K_{sn}$  para el sector distal. Tomado de Burbank y Anderson (2001).

### 8.1.2. Alteración en el perfil longitudinal de los ríos

Entre los índices geomorfológicos y específicamente los relacionados con la red de drenaje, el perfil longitudinal de los ríos es considerado como el más sensible a levantamientos tectónicos regionales (Burbank y Anderson 2001). La forma del perfil longitudinal nos puede indicar: estadios evolutivos de los valles fluviales (mayores pendientes en cursos fluviales nuevos y menores pendientes en sistemas fluviales más antiguos), y desequilibrios del canal fluvial (cambio de base y erosión retrocedente, erosión de rocas más duras, crecimiento de pliegues y fallas). Un río que drena en una región estable y que por lo tanto no es sometido a perturbaciones tectónicas, presenta típicamente un perfil de equilibrio cóncavo y sin cambios abruptos en su pendiente (Whipple y Tucker 1999). La forma del perfil longitudinal de un río que atraviesa elementos estructurales con actividad neotectónica, en cambio, dependerá de la relación entre la velocidad de deformación y la



velocidad de erosión del río (Burbank y Anderson 2001, Willett *et al.* 2014). Perturbaciones en el perfil de equilibrio, tales como segmentos convexos, pendientes anómalas y/o resaltos en el perfil, que no pueden explicarse por un contraste litológico dentro de regiones con actividad neotectónica, pueden ser interpretadas como respuesta de los ríos a la deformación (Whipple *et al.* 1999, Whipple y Tucker 1999, 2002, Wobus *et al.* 2006, Kirby y Whipple 2012). La figura 21 muestra un perfil cóncavo de un río en equilibrio y los distintos gradientes de pendiente en cada sector del río.

Los factores principales que determinan el perfil longitudinal de un río son la concavidad y el gradiente o pendiente. En un estado de equilibrio, la pendiente del canal fluvial está determinada por la función potencial (*power-law function* en inglés) del área de drenaje contribuyente (es decir, el área de drenaje aguas arriba desde el punto a considerar, el cual mayormente es la desembocadura) (ej. Hack 1973, Flint 1974, Howard y Kerby 1983). Por lo tanto, una relación inconsistente entre la pendiente del canal y el área de drenaje aguas arriba puede ser relacionada con un desequilibrio local y consecuentemente ser asociada a tectónica activa, descenso del nivel de base, cambios litológicos o cambios en la descarga fluvial:

$$S = ksA^{-\theta} ,$$

donde S representa la pendiente local del canal, A es el área de drenaje aguas arriba, y ks y  $\theta$  a los índices de pendiente y concavidad respectivamente (ej. Wobus *et al.* 2006). Debido a que estudios previos (Whipple y Tucker 2002) sugieren que el índice de concavidad ( $\theta$ ) sufre muy pocos cambios con el levantamiento tectónico, cambios climáticos o del sustrato litológico, y considerando que el área de drenaje se mantiene constante, la pendiente local de un canal está mayormente influenciada por el índice de pendiente. Teniendo en cuenta que el índice de pendiente es influenciado por los factores previamente mencionados (ej. Wobus *et al.* 2006, Kirby y Whipple 2012), este índice es el más útil para estudios morfotectónicos. Sin embargo, en vista que, variaciones pequeñas en el índice de concavidad pueden causar grandes variaciones en el índice de pendiente, es necesario normalizar el índice de pendiente para su comparación con otros ríos. Se puede calcular el índice normalizado de pendiente ( $K_{sn}$ ) estableciendo un índice de concavidad de referencia ( $\theta_{ref}$ , el cual normalmente varía entre 0,4 y 0,65, Whipple 2004) que permite comparar perfiles de ríos en un área de drenaje ampliamente variable:



$$K_{sn} = k_s A^{(\theta_{ref} - \theta)}$$

donde  $A$  es el área de drenaje aguas arriba del punto medio del perfil analizado en el MED (Wobus *et al.* 2006). Por lo tanto, para comparar el índice de pendiente de varios ríos es preferible utilizar el índice de pendiente normalizado. Si se considera que el área no cambia, y un mismo valor de concavidad de referencia, el  $K_{sn}$  está directamente influenciado por el índice de pendiente y, por lo tanto, por la pendiente.

En un perfil en equilibrio, se reconocen en general tres sectores del río con distintas pendientes (ver fig. 21), lo cual se traduce a distintos índices normalizados de pendientes. En la cabecera de un río en equilibrio se espera mayor  $K_{sn}$ , valores medios para el tramo central del perfil, y valores bajos en la zona de descarga. Valores altos de  $K_{sn}$  en el sector medio y bajo de un río, indican una anomalía, la cual puede ser causada por cambios en el sustrato litológico, cambios del nivel de base o cambios tectónicos.

## 8.2. Evaluación morfotectónica de la zona de estudio

La figura 22 muestra un mapa de la red de drenaje de la zona de estudio y los valores de  $K_{sn}$  con un  $\theta_{ref} = 0,45$ . En los rectángulos negros, se distinguen zonas dentro del interior del valle (sectores medios a bajos de los ríos) con anomalías dadas por incremento en los valores de  $K_{sn}$  o alteraciones en el patrón de drenaje. En este trabajo, se realiza el análisis morfotectónico por sub-zonas. Si bien la zona a estudiar ha sufrido repetidos cambios del nivel de base después de la evacuación de cada uno de los eventos lacustres, y, por lo tanto, las anomalías en los valores de  $K_{sn}$  podrían ser atribuidas al ajuste de los ríos al nuevo nivel de base, es necesario considerar que de tratarse de anomalías debido a la erosión retrocedente posterior al descenso del nivel de base local, estas serían observadas en toda el depocentro y no solo en sectores puntuales, razón por la cual se descarta esta alternativa. Un análisis más detallado de la red de drenaje, se realiza para cada uno de los sectores de interés.

### 8.2.1. Sector 1

La figura 23 muestra en detalle la red de drenaje del área situada hacia el sur de Cafayate. Las flechas blancas señalan la desviación de la red de drenaje del piedemonte de la sierra de Quilmes,

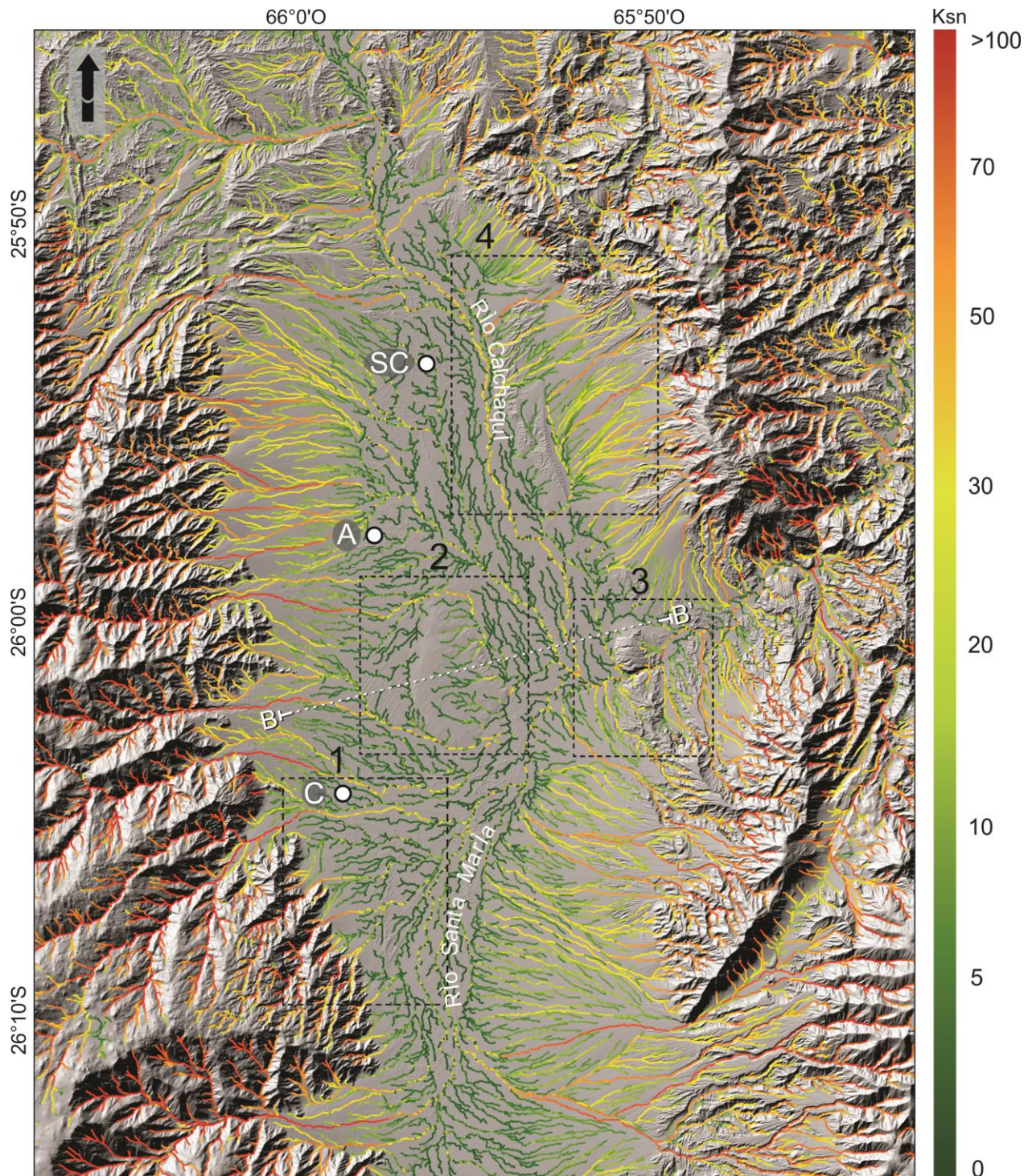


Figura 22: Valores de Ksn para la red fluvial del sector central de los valles Calchaquíes, utilizando  $\theta_{ref} = 0,45$ . Los rectángulos negros señalan las zonas de interés: sectores 1, 2, 3 y 4. El Perfil B-B' se observa en la figura 24. C - Cafayate, A- Animaná, SC- San Carlos.

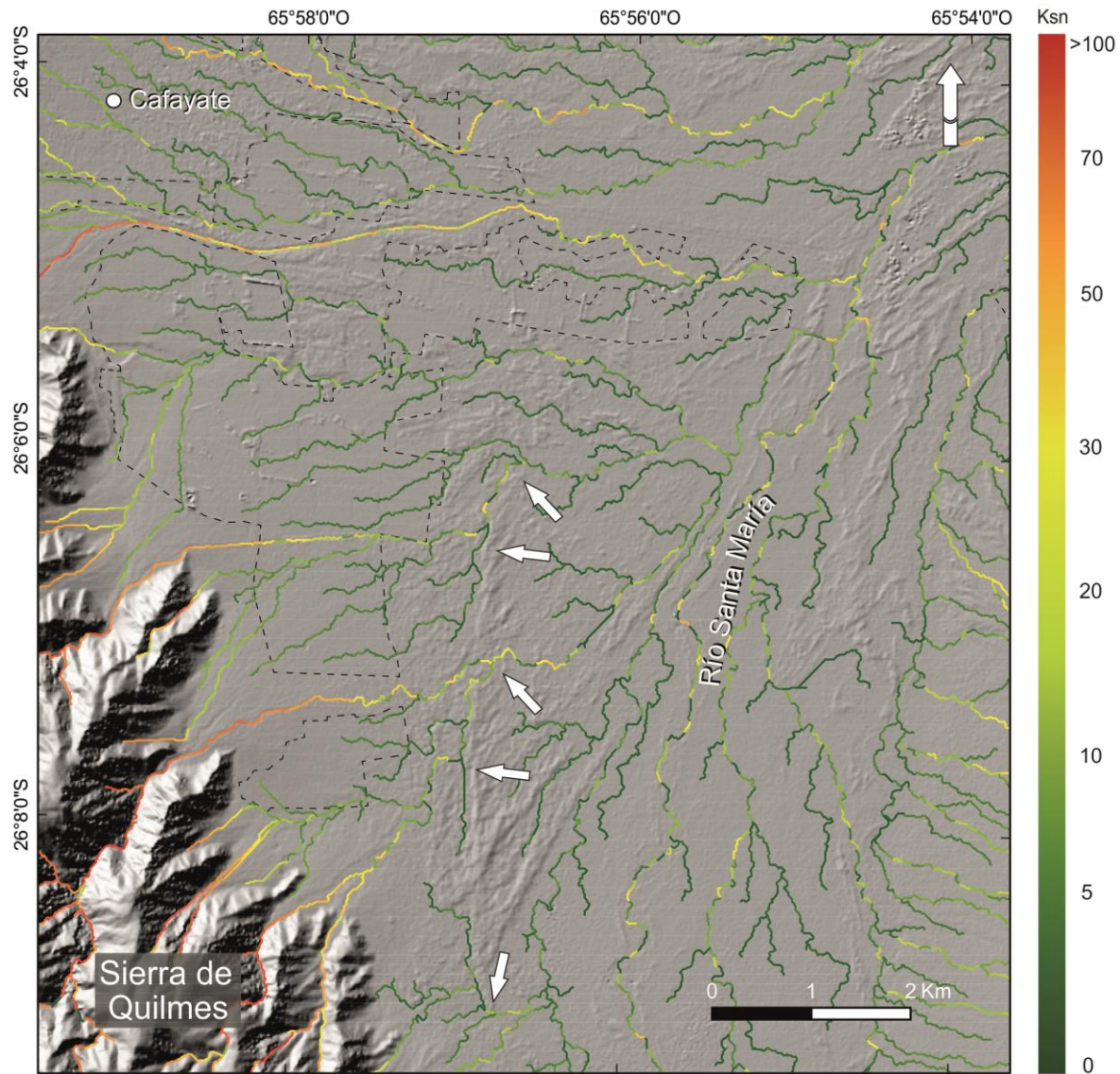


Figura 23: Análisis morfotectónico del sector 1. Las líneas discontinuas negras enseñan áreas de cultivos. Las flechas blancas indican anomalías y alteraciones en la red de drenaje y cambios los valores de Ksn, coincidentes con una suave lomada en la topografía.

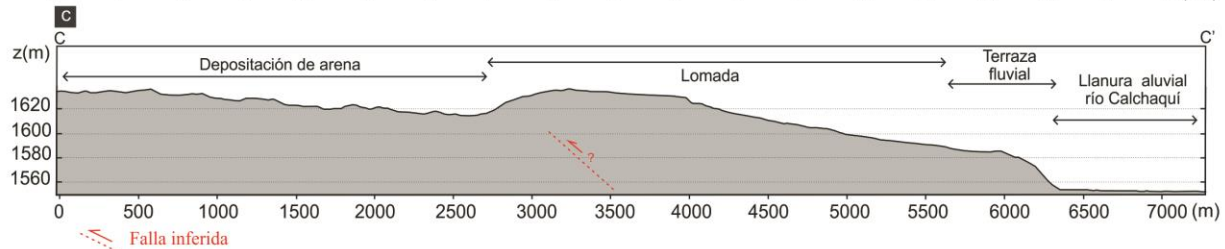
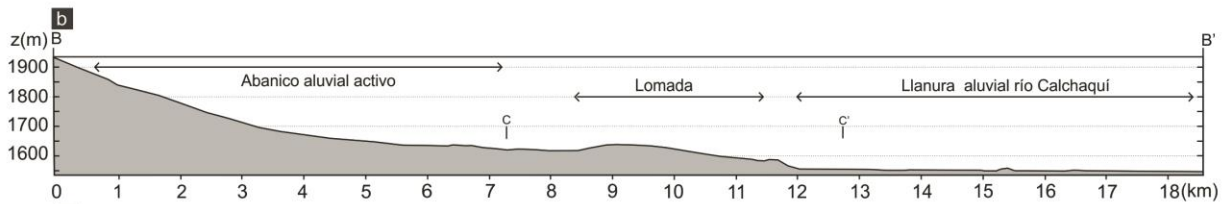
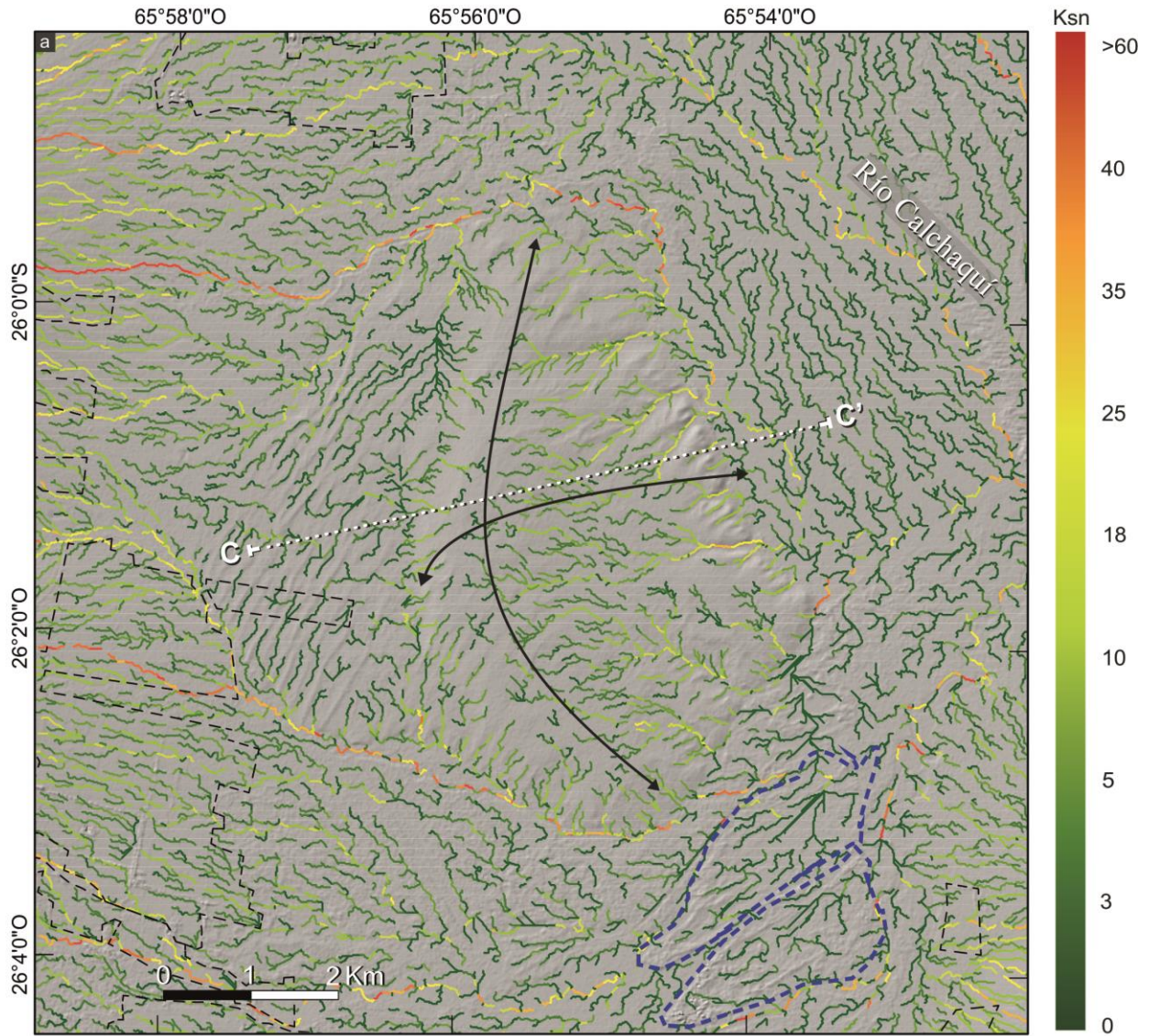
desde su dirección original de escorrentía E-O con un cambio de dirección, hacia el norte y posterior dirección de escorrentía NE-SO (al norte), N-S (en el setor central) y NNO-SSE (al sur). Dos cauces presentan esta desviación y acumulan afluentes hasta cruzar la lomada de rumbo norte-sur causante de la desviación de los ríos. Asimismo, se observa un incremento del Ksn de los ríos



en el sector en el que cruzan la lomada. La desviación de los ríos y los valores de Ksn indican la presencia de una anomalía. Este sector se observó también en imágenes satelitales, y la desviación de los cauces no está relacionada con construcciones urbanas o agricultura (las cuales se ubican al norte, línea discontinua negra en Fig. 23). Sin embargo, existe más de una posible causa para la generación de esta anomalía: podría deberse a un cambio litológico, por ejemplo, un resalto topográfico constituido por rocas metamórficas del basamento, o bien deberse a una estructura en crecimiento. De tratarse del segundo caso, por la morfología de la lomada, podría ser causada por una falla inversa ciega, vergente al oeste, con rumbo N-S. Ambas posibilidades son factibles, por una parte, esta anomalía se encuentra en el borde del valle donde pequeños resaltos topográficos son probables, y por otra, debido a la alta actividad tectónica en el valle con numerosas estructuras con rumbo N-S, una falla ciega inversa, es también probable.

### **8.2.2. Sector 2**

El área se ubica hacia el noreste de la localidad de Cafayate. La morfología del terreno refleja una anomalía en la pendiente normal de las bajadas aluviales (Fig. 24a y b). En la red de drenaje se observan dos peculiaridades: En primer lugar, la red de drenaje diverge sorteando la lomada (sector de mayor relieve en la imagen) y los canales fluviales convergen nuevamente al este de la misma. En segundo lugar, en el sector oeste de la lomada se observa una red de drenaje de diseño subparalelo, contrastante con la dendrítica o sub-dendrítica esperable en abanicos aluviales, que escurre en dirección NNE. Este tipo de patrón de drenaje es observable en sectores con acumulación de arena con lomadas y valles alargados (ej. en Al-Masrahy y Mountney 2015). Por el contrario, la lomada está caracterizada por drenaje dendrítico propio de las bajadas aluviales. Debido a que la lomada se encuentra en el centro del valle y que presenta morfología abovedada, es poco probable que su formación corresponda a un cambio en el sustrato litológico. Por lo tanto, se interpreta que esta anomalía morfológica es debida a un levantamiento tectónico, similar al bloque El Mollar. Al observar el drenaje se distinguen cursos cortos al oeste de la lomada y al este, cauces de mayor longitud con valores de Ksn que disminuyen gradualmente. La disminución gradual de los valores de Ksn al este de la lomada se ve interrumpida por un pequeño resalto



“Paleolagos cuaternarios como marcadores neotectónicos, valle de Cafayate, Cordillera Oriental (NO de Argentina).”  
Tesis doctoral Sara Figueroa Villegas, 2021.



Figura 24: Análisis morfotectónico del sector 2. Se observa la red de drenaje con los valores de Ksn. Las líneas discontinuas negras y azul enseñan sector de cultivos y del campo de dunas (Rivelli 2008, Peña-Monné y Sampietro-Vattuone 2018) respectivamente. Las flechas blancas indican anomalías de Ksn. Nótese los diferentes patrones de drenaje dendrítico y sub-paralelo, en el centro y al Oeste de la lomada, respectivamente. El drenaje sub-paralelo se corresponde con el sector señalado como depósitos de arena en el perfil C-C'. Los perfiles B-B' (ubicación en Fig. 22) y CC', enseñan la elevación anómala responsable de la desviación del drenaje.

topográfico el cual se ve reflejado en anomalías de los valores de Ksn. Este resalto topográfico, por su ubicación con respecto al río Calchaquí se lo interpreta como una terraza fluvial (Fig. 24c). Considerando la geometría de la lomada y de la red fluvial, se puede inferir que esta geoforma fue creada por una falla ciega de rumbo N-S vergente al oeste (Fig. 24c) la cual perdería desplazamiento al norte y al sur generando un braquianticlinal (Fig. 24a). Por su parte, el oeste de la lomada donde el drenaje es subparalelo, ha sido interpretado como bajadas aluviales cubiertas por depósitos de arena. Acumulaciones de arena en lomadas con rumbo NE-SO son comunes en zonas aledañas (campo de dunas, Rivelli 2008, Peña-Monné y Sampietro-Vattuone 2018, línea discontinua azul en Fig. 24a). De esta manera el levantamiento tectónico de la lomada producido por la falla ciega resulta en la desconexión de los cauces fluviales y el sistema aluvial al oeste de la lomada, evidenciando la influencia tectónica en la morfología de la red de drenaje actual.

### 8.2.3. Sector 3

En este sector tres peculiaridades llaman la atención (Fig. 25). Al norte del bloque El Mollar, se observa desconexión de un río (cuya dirección de flujo es ESE) con el río Calchaquí (círculo blanco en la Fig. 25). Esto llama la atención, ya que sería el camino más corto para el desagüe del río Calchaquí. Sin embargo, el río Calchaquí genera un “codo” al oeste del bloque El Mollar, donde confluye con el río Santa María para formar el río de Las Conchas, el cual atraviesa el bloque de El Mollar con dirección O-E.

Por otra parte, los valores de Ksn muestran una anomalía en el sector oeste de la loma El Mollar, al sur del río de Las Conchas (flechas blancas, Fig. 25) lo cual se corresponde con la deformación descrita en el capítulo 6.2 de este trabajo (perfiles estructurales de El Mollar, Figs. 14



y 16). A su vez se observa que, al igual que en la loma de las dunas, en el sector oeste del bloque de El Mollar los valores Ksn disminuyen abruptamente, mientras que en el sector este disminuyen

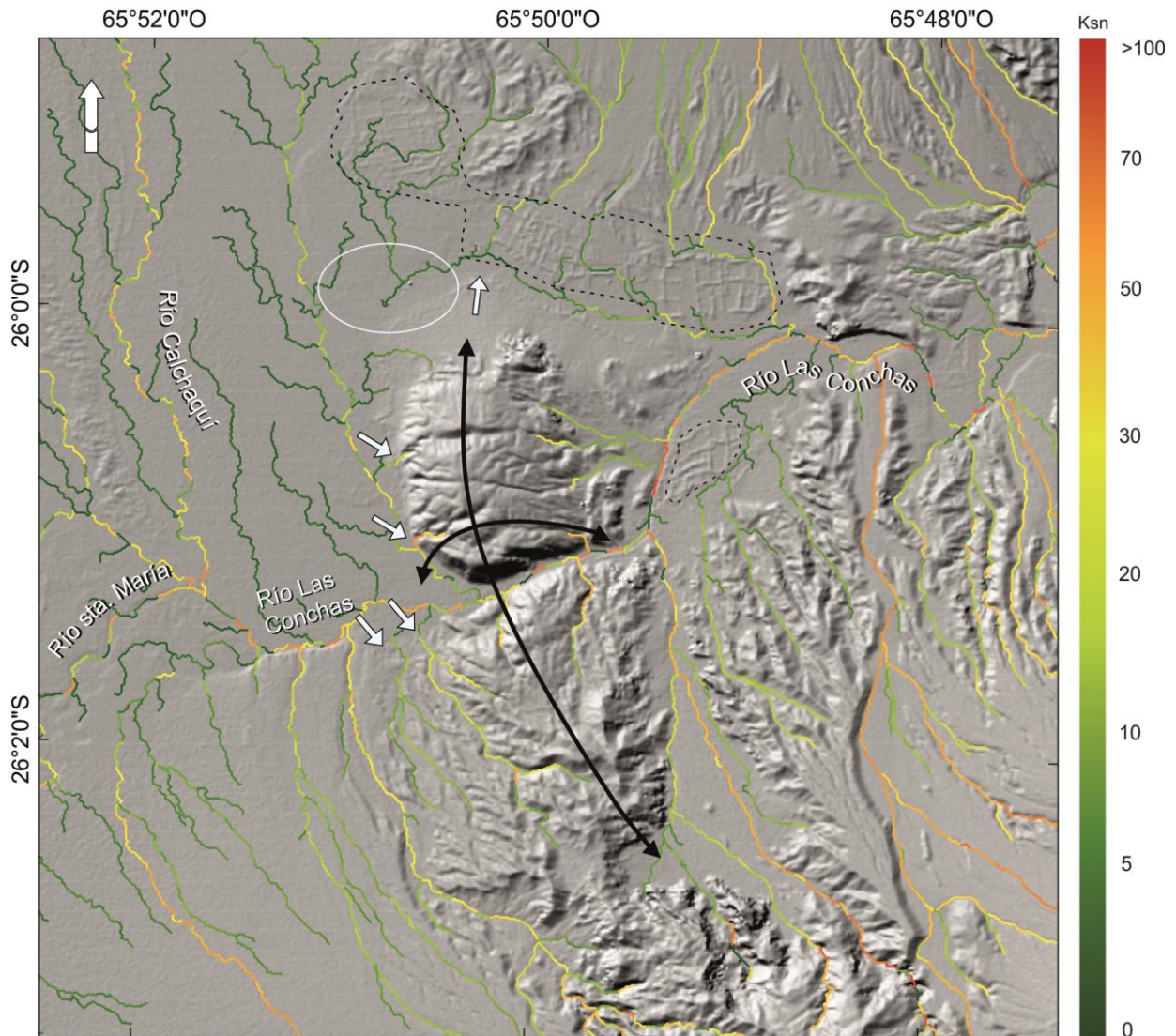


Figura 25: Análisis morfotectónico del sector 3. Red de drenaje en el área de EMEP. Las flechas blancas indican anomalías en los valores de Ksn. El círculo blanco muestra la cabecera del río desconectado del río Calchaquí. La línea discontinua negra enseña áreas de cultivos.

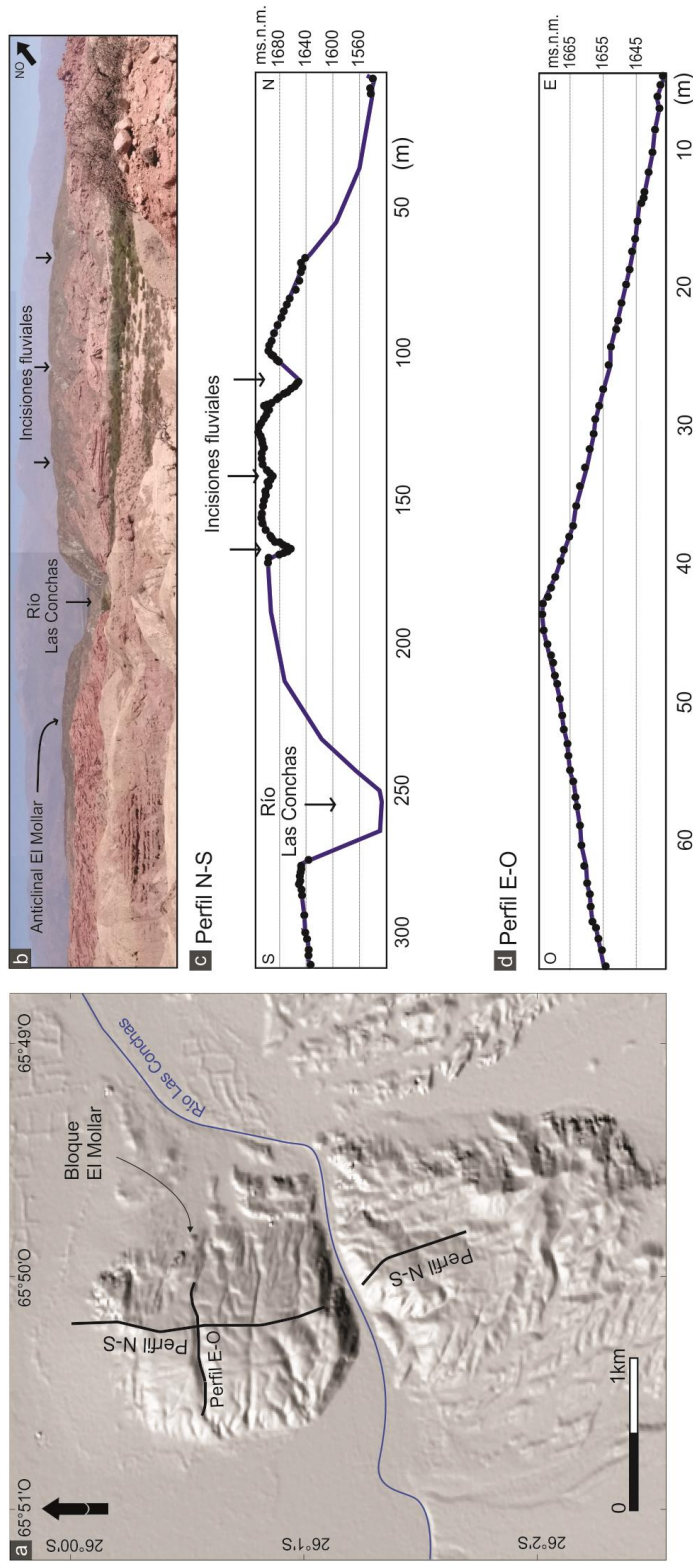


Figura 26: Incisiones fluviales en el anticlinal de El Mollar. (a) Ubicación de los perfiles tomados con GPS diferencial. (b) Fotografía con vista al oeste del anticlinal El Mollar, con claras incisiones fluviales en la superficie. (c) y (d) Perfiles topográficos (c, N-S, y d, E-O), tomados con GPS diferencial (puntos negros) y DEM TanDEM-X (línea azul). Se observan incisiones fluviales en la superficie (c) y perfil en desequilibrio con una clara división de aguas que separa ríos con perfiles desiguales (d).



paulatinamente. Esto sugiere que la estructura que genera el anticlinal El Mollar tiene vergencia al oeste como lo propusieron autores previos a partir del análisis estructural (Seggiaro y Aguilera 2006, Carrera *et al.* 2006).

Otro rasgo distintivo de este sector es la erosión de cauces fluviales en la parte superior del bloque El Mollar, los cuales se observan en vista en perfil como abras de viento (*wind gaps*) (incisiones fluviales en Fig. 26b y c). Estos perfiles se asemejan a paleocauces fluviales, a 160 m del nivel del cauce actual. La morfología se evaluó con perfiles topográficos (ubicación en Fig. 26a) de alta resolución relevados con GPS diferencial (puntos negros en Fig. 26c y d), los cuales fueron completados con los perfiles obtenidos del MED de 12 m de resolución (líneas azules en Fig. 26c y d). El perfil norte-sur muestra un sector convexo que representa aproximadamente la línea axial del anticlinal con núcleo de basamento, superficie con tres incisiones menores en la parte superior, y una incisión muy marcada de 160 m por donde escurre actualmente el río de Las Conchas (Fig. 26c). El perfil realizado en dirección O-E en uno de los paleocauces fluviales, abarca solo la parte superior marcada en el mapa (Fig. 26a). No se realizó el cauce entero, ya que a ambos extremos de la traza del perfil existen knickpoints que dificultan la medición con dGPS en condiciones seguras de trabajo. Este perfil tiene forma convexa, contrario a la morfología cóncava esperada en un cauce fluvial (Fig. 26c). Consecuentemente, teniendo en cuenta que el bloque de El Mollar es un braquianticlinal con núcleo de basamento que deforma las sedimentitas del Grupo Salta y que tiene incisiones fluviales en su sector superior (Fig. 26b y d), que los perfiles de los paleocauces fluviales presentan una morfología convexa, y que el sector norte del bloque del Mollar muestra un cauce fluvial desconectado del río Calchaquí, se interpreta que el bloque de El Mollar estuvo activo durante el Cuaternario generando el plegamiento de los cauces fluviales en el sector superior del bloque de El Mollar y la desconexión del cauce al norte del bloque del Mollar (círculo blanco en Fig. 25) con el río Calchaquí, y consecuente desviación del río Calchaquí.

#### **8.2.4. Sector 4**

El rasgo más característico de la figura 27 es la escarpa de la falla Los Castillos (“Escarpa falla LC” en Fig. 27) de rumbo NNO-SSE, la cual se observa afectando a los abanicos aluviales. Si bien es una escarpa prominente, índices tales como sinuosidad de la falla (Bull y McFadden 1977,

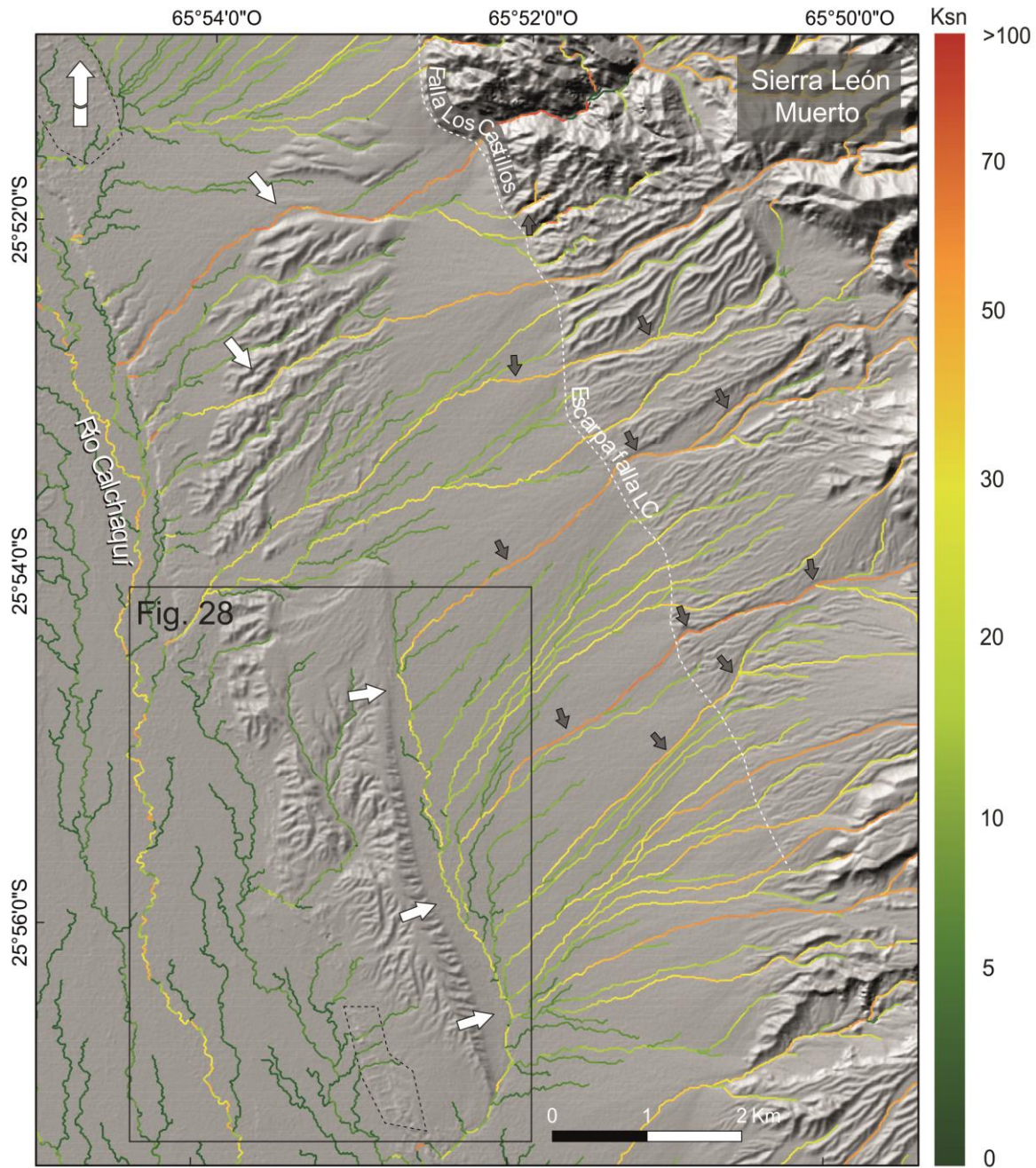


Figura 27: Análisis morfotectónico del sector 4. Red de drenaje del área del piedemonte de sierra León Muerto. LC: Los Castillos. Las flechas grises indican anomalías de ksn en sectores de los cauces fluviales como respuesta a la deformación de la topografía causada por una falla ciega responsable de la escarpa falla LC. Las flechas blancas indican anomalías en los valores de Ksn relacionadas con las estructuras mencionadas en el sector de neotectónica (Fig. 9), y cambios en la dirección de drenaje en el sector sur, de dirección de escorrentía al SO a dirección de escorrentía el SSE. Las líneas discontinuas negras muestran zonas de cultivos.

Mayer 1985) que establecen que mientras más rectilínea sea una estructura, más joven será, no fueron aquí aplicados, ya que estos índices fueron elaborados para fallas normales y no se recomienda su uso en ambientes de contracción (Costa 1992). Sin embargo, en esta estructura llama la atención la marcada ondulación original de la traza de la escarpa (no producida por erosión).

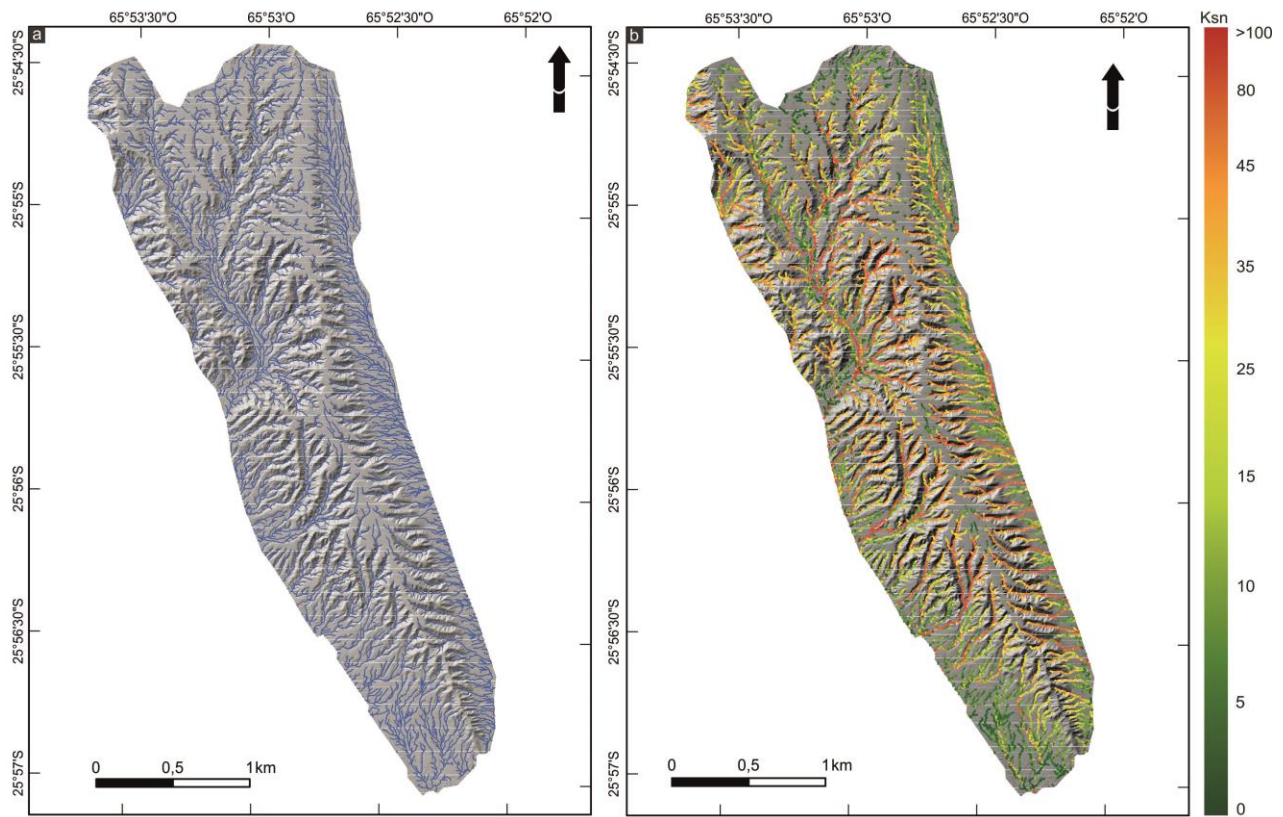


Figura 28: Modelo de superficie digital de alta resolución (MSD, 25 cm) generado con imágenes obtenidas por vuelo de Dron. Se observan (a) red de drenaje y (b) Ksn. Interpretación de los parámetros en el texto.

Esto se debe a que las estructuras inversas de bajo ángulo cuando interceptan una superficie no plana (ej. morfología cónica de los abanicos aluviales), forma una línea curva y sinuosa. Al encontrarnos en una zona de bajada de abanicos aluviales, esta curvatura es esperable, y demuestra que la escarpa LC ha sido formada por una falla inversa de bajo ángulo. A partir de los valores de Ksn, se distinguen anomalías en la región en un sector de los causes que abarca desde aguas arriba y debajo de la escarpa (flechas grises en figura 27). Esto es debido a que la actividad tectónica de la falla responsable de la escarpa genera una anomalía en la pendiente la cual altera el equilibrio

de los cauces fluviales. Otro rasgo que llama la atención de esta zona, es la desconexión de los abanicos aluviales con la sierra León Muerto (sector NE en figura 27). Este rasgo lineal, que en imágenes satelitales sugiere la presencia de una falla, fue estudiado en el campo, y no se ha encontrado ningún registro de deformación en los abanicos aluviales. Sin embargo, se destaca que en este sector ocurre un cambio litológico pasando de aglomerados cementados pertenecientes al Subgrupo Pirgua a sedimentitas cenozoicas. A falta de datos que indiquen lo opuesto, se interpreta este rasgo lineal como erosión diferencial controlada por cambios litológicos.

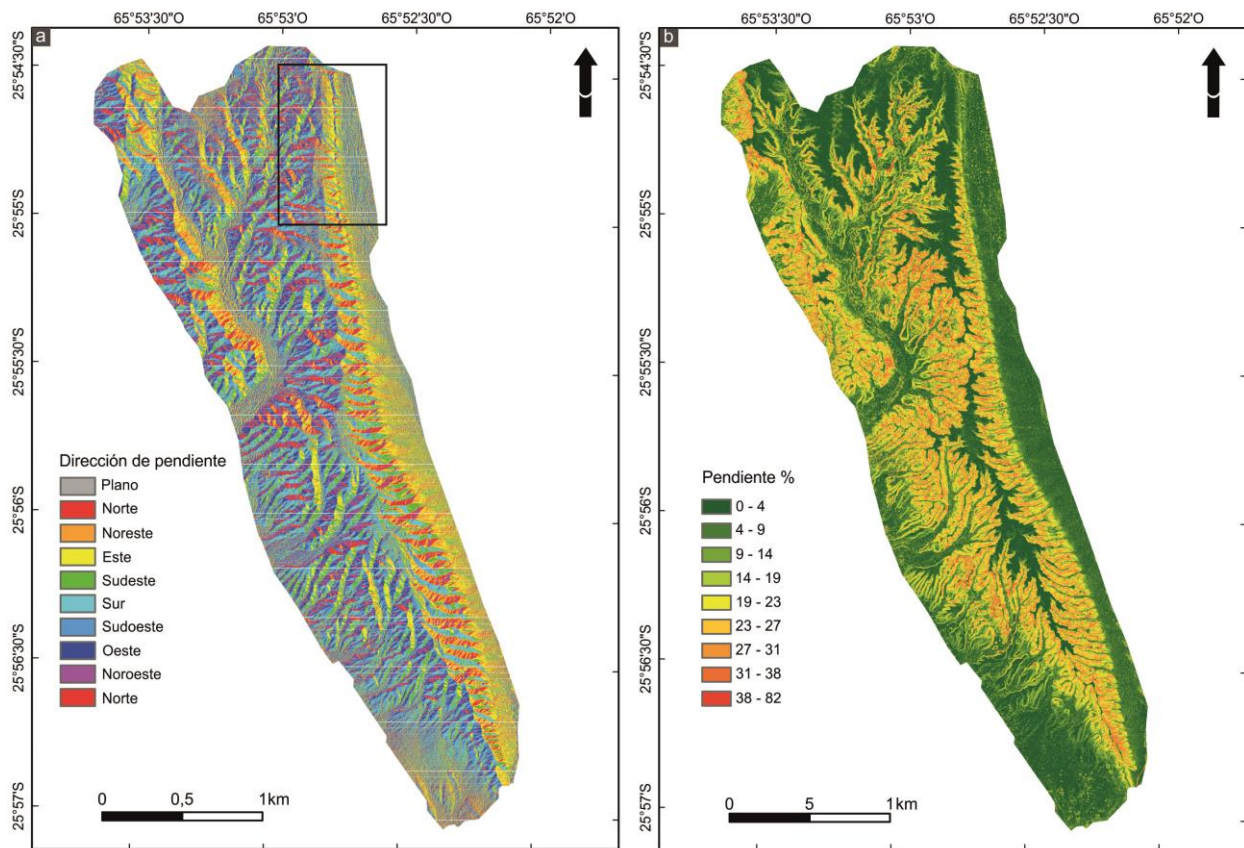


Figura 29: Modelo de superficie digital de alta resolución (MSD, 25 cm) generado con imágenes obtenidas por vuelo de Dron. Se observan (a) dirección y (b) porcentaje de pendientes. El rectángulo negro indica la ubicación de la figura 30 b. Interpretación de los parámetros en el texto.

Por otra parte, se observan anomalías de Ksn (flechas blancas) en la lomada ubicada en el piedemonte. Estas anomalías están probablemente relacionadas con las estructuras previamente mapeadas y explicadas en esta zona (Sección 6.1, Fig. 10 y 16).

Además, se destaca en este sector, el desvío de los ríos desde una dirección de escorrentía ENE-OSO a NNO-SSE debido a una lomada elongada en sentido meridiano ubicada en la parte baja del piedemonte (flechas blancas y recuadro de la Fig. 28), que impide la conexión directa de los pequeños canales fluviales con su nivel de base, el río Calchaquí. El desvío de los ríos únicamente ocurre al sur de la lomada. Para comprender la geoforma que causa la desviación de los ríos, se analizó un modelo de superficie digital de alta resolución (MSD, 25 cm) aplicando técnicas de aerofotogrametría a partir de las fotografías aéreas tomadas mediante un *drone*.

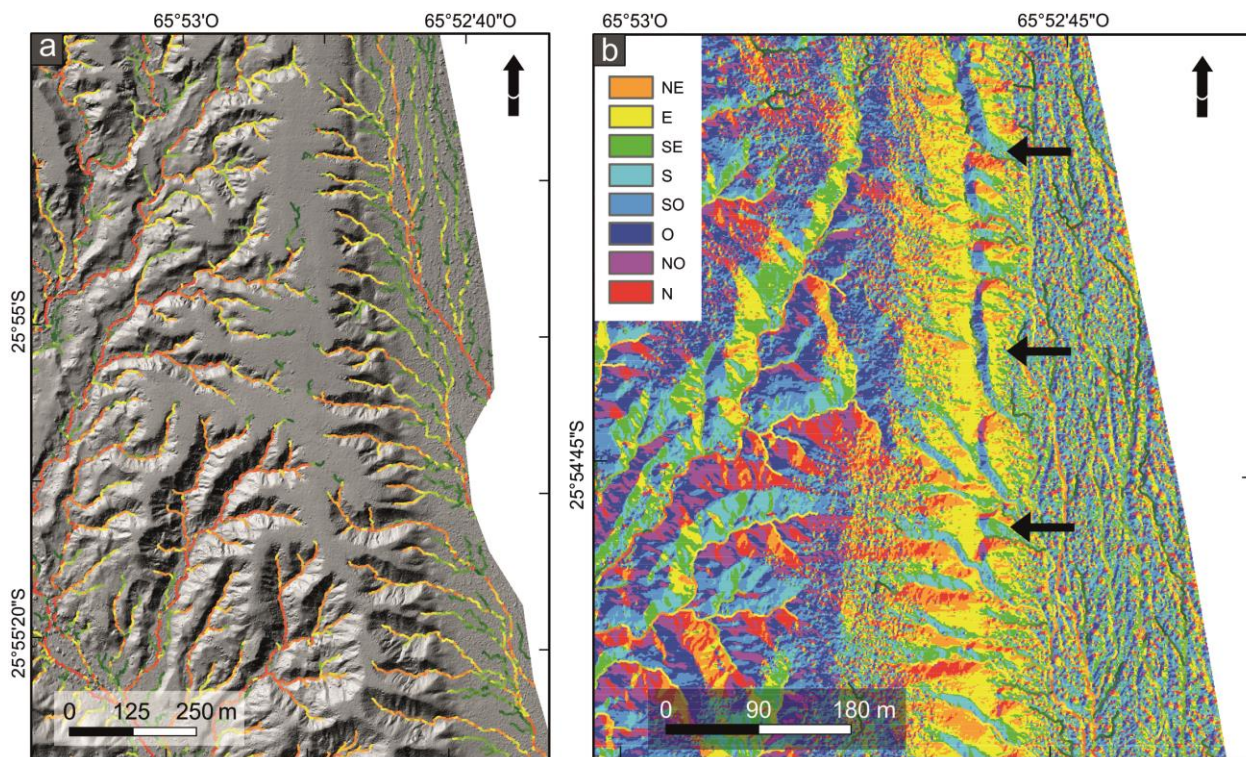


Figura 30: (a) Detalle del análisis de Ksn y (b) de la dirección de pendientes. Las flechas negras señalan la escarpa a contrapendiente (imagen derecha).

El patrón de escorrentía en esta lomada realizado sobre el MSD de alta resolución (Fig. 28a), muestra una divisoria de aguas local que separa cauces que fluyen al este y cauces que fluyen al



oeste. Esto es también observable en la figura 29a que muestra la dirección de pendiente con una clara línea divisoria que separa pendientes cortas y abruptas en dirección al E-SE y pendientes suaves y extendidas al O-SO. Los cauces que fluyen hacia el este (en el borde oriental de la lomada, Fig. 28a) cambian su dirección de escurrimiento luego de un trayecto de unos 50 metros de E-O a NNO-SSE para confluir posteriormente en el río Calchaquí. Un rasgo notable de esta geoforma es que presenta una superficie plana, en su parte más elevada (meseta). La figura 29b muestra el mapa de porcentaje de pendiente para resaltar la morfología plana del sector más elevado de la geoforma. Si bien la geoforma parece ser una superficie plana colgada, los perfiles topográficos transversales a la longitud de la lomada muestran que la superficie se encuentra plegada (Fig. 32). El mapa de valores Ksn (Fig. 28b), enseña anomalías en ambos flancos de la lomada, las cuales se hacen más evidentes en el flanco occidental de la misma (Fig. 30a). Al este, los valores de Ksn enseñan una disminución abrupta en el quiebre de la pendiente (Fig. 29a). Se interpreta que las anomalías en este sector son causadas por la deformación superficial producida por una falla ciega con vergencia al este. Esta interpretación es apoyada con datos de campo que muestran que la unidad 8 (unidad que forma la superficie de la lomada) en el sector oriental de la misma se encuentra buzando 30 a 50 ° al este, mientras que en el sector occidental buza 0 a 5° al oeste (Fig. 32).

Otro rasgo llamativo de esta geoforma, es una pequeña escarpa rectilínea y muy marcada en el flanco este del anticlinal (Fig. 30a). En el sector donde se ubica dicha escarpa, el mapa de dirección de pendientes (Fig. 30b) enseña que la pendiente dominante del sector oriental de la lomada es hacia el este y que se encuentra disturbada por una franja estrecha con pendiente hacia el oeste (flechas negras en figura 30b), esta franja a contrapendiente tiene su mejor expresión en el tramo norte-central de la loma y gradualmente pierde expresión hacia el sur. El análisis de múltiples perfiles topográficos (Fig. 31) en esta escarpa a contrapendiente, sobre el MSD de alta resolución, muestra que es probablemente producida por una falla normal, para la cual se calculó un desplazamiento total de entre 1,5 a 2 m (Fig. 31). Puesto que esta escarpa ocurre en el sector de mayor flexura del anticlinal, y posee escaso desplazamiento, se interpreta como una falla de acomodación. Es destacable que considerando que la estructura registra un desplazamiento menor a la resolución de los MED TanDEM-X de 12 m y ASTER de 12,5 m, el desplazamiento de esta estructura solo pudo ser calculado debido al uso de un MSD de alta resolución.



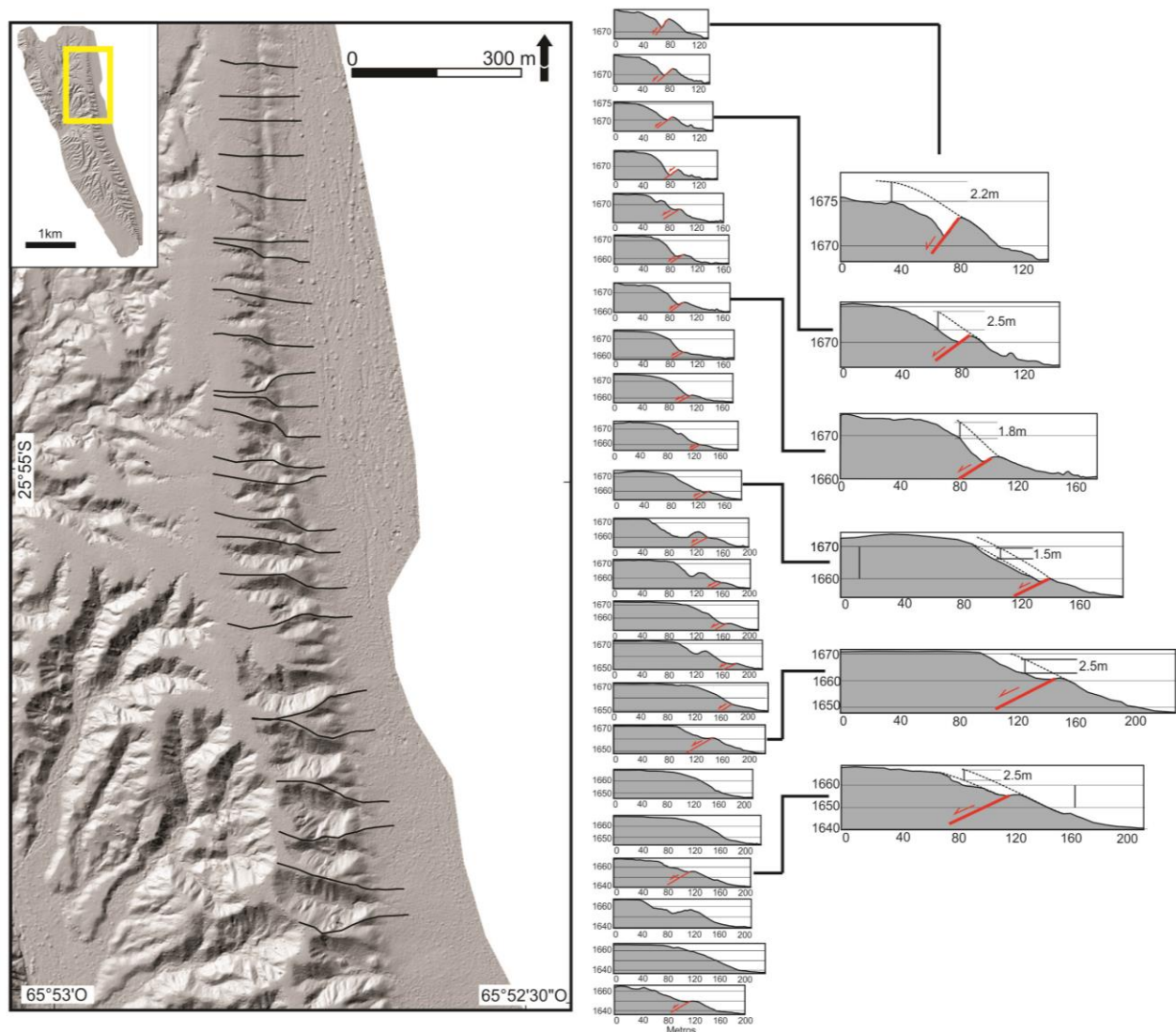


Figura 31: Perfiles topográficos realizados sobre el MSD de alta resolución. A partir de los perfiles topográficos se infiere falla normal con desplazamiento de 1,5 a 2,5 metros.

### 8.2.5. Modelado de la geoforma

El modelado de la geoforma en el sector Austral del PSLM (recuadro de la Fig. 28 en Fig. 27), combinó los datos obtenidos en el campo y los perfiles topográficos extraídos del MSD de alta resolución. Debido a que la forma de la superficie coincide con el plegamiento de la unidad 8, y que esta unidad se encuentra en discordancia sobre unidades previas, los datos de campo contribuyeron a comprobar que la geoforma se trata de una superficie plegada. Además, los datos

estructurales de las unidades subyacentes fueron utilizados para modelar la deformación previa a la depositación de la U8.

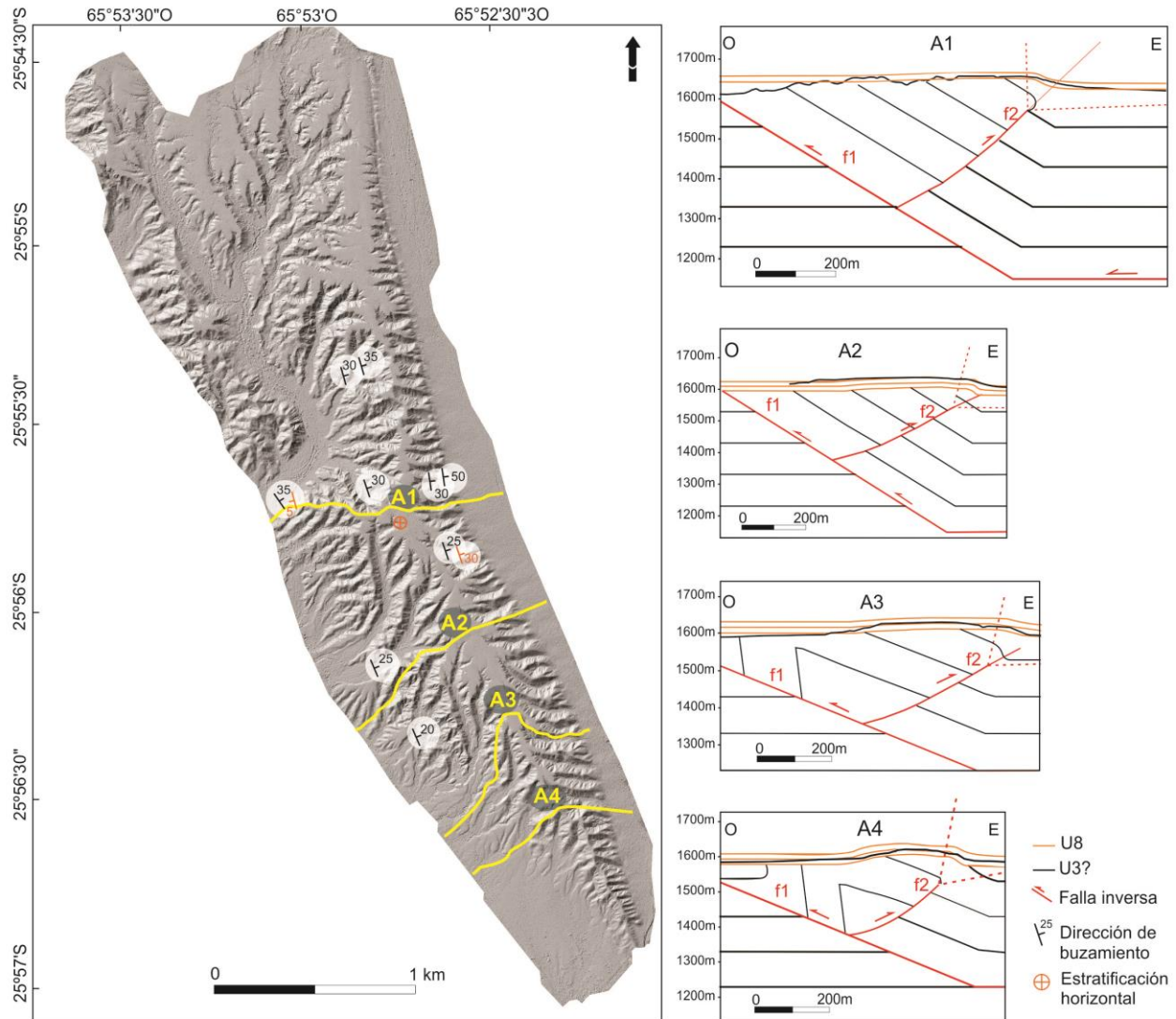


Figura 32: Perfiles topográficos y estructurales del sector Austral. Se realizaron cuatro perfiles topográficos con sus respectivos modelos estructurales que mejor representan la morfología de la superficie y los datos estructurales.



En el sector centro-norte de la lomada, subyaciendo a la U8, afloran facies arcillosas de la U5. Por debajo de la U5, en el sector centro-sur se encuentran en discordancia depósitos arcillosos, bien estratificados, con laminación plano-paralela. Esta unidad, la cual conforma la base de la sección estratigráfica al sur de la lomada, tiene características litológicas similares, o iguales a la U3, U4 y U7. Debido a que los afloramientos de esta unidad se encuentran desconectados de las unidades previamente mencionadas, no se puede realizar una correlación directa. Considerando su posición estratigráfica (previa a la depositación de la unidad 5) y por la gran acumulación de deformación evidenciada, esta unidad puede ser atribuida con reservas a la unidad 3. La unidad 3(?) se encuentra buzando al este con ángulo que varía entre 20 y 30° en toda la lomada hasta llegar a valores más elevados en el flanco oriental donde alcanzan los 50° (valores de buzamiento en negro en la Fig. 32). Sobre estas sucesiones se depositó la U5. Remanentes de esta unidad (U5) afloran horizontales en el centro-norte de la lomada con facies lacustres que gradan lateralmente hacia el norte a facies arenosas medias a conglomerádicas.

Para la construcción del modelo (Fig. 32), se consideró en una primera instancia los estratos horizontales de la unidad arcillosa (U3?), luego se le agregó al modelo una falla (f 1) vergente al oeste, con superficie de despegue a 1120 m, la cual deformó, en un pliegue por propagación de falla, los depósitos previos (U3?). El desplazamiento de la estructura varía de 850 a 450 m hacia el sur, y en consecuencia altera la morfología del pliegue asociado. Es por ello que en los perfiles A1 y A2 la charnela del pliegue se ubica al oeste, fuera de la traza cubierta por los perfiles, mientras que se encuentra representada en los perfiles A3 y A4 (Fig. 32). Acorde al modelo y a los datos de campo, la charnela de dicho anticlinal no aflora en superficie, se encuentra parcialmente cubierta por la unidad 8 en la parte occidental de la lomada.

Posteriormente, en el modelo, se consideró la depositación de la U8. La deformación de esta fue modelada a partir de una falla (f 2) con vergencia oriental, culminación en *trishear* y cuya raíz está asociada a la falla f 1.

El modelado de esta deformación se realizó considerando tanto los datos estructurales de campo como los perfiles topográficos obtenidos en la lomada (Fig. 32). Ya que los perfiles varían de norte a sur, el modelado considera sutiles variaciones de la falla f 2 a lo largo del rumbo. La



tabla 2 enseña los valores de los parámetros de *trishear* (de la falla f 2) para cada perfil. La figura 32 muestra los modelos en las distintas secciones. Se resalta la gran similitud entre los estratos generados por el modelo y los perfiles topográficos.

Tabla 2: Parámetros de la falla f2 en el sector Austral.

Sección	Desplazamiento (m)	Ángulo de <i>trishear</i>	Desplazamiento del ángulo de trishear	P/S	<i>Trishear Apex</i>
S-medio	45	89,5	54	0	43 al este
S2	50	75	67	0	24 al este
S3	70	74,11	65	0	28 al este
S4	55	68,12	66	0	33 al este

Tabla 2: Parámetros y valores de la falla f 2, utilizados para modelar la deformación de la U8 en los perfiles Australes.



## 9. DISCUSIÓN

En este capítulo se tratará de manera separada la evolución cuaternaria del depocentro de Cafayate, incluyendo la correlación de las columnas estratigráficas; luego se discute las inferencias paleoclimáticas a partir de la comparación entre las cotas de los depósitos lacustres obtenidas en este trabajo y un modelo hidrológico del área (Bookhagen *et al.* 2001; Mey *et al.* 2020); y al final se discute el estilo de deformación de las estructuras cuaternarias en el depocentro de Cafayate y las tasas de deformación. Con esto último, se relacionó la deformación local y la regional utilizando para ello el perfil de velocidades de superficies obtenido en este trabajo y una comparación entre el sistema de deformación neotectónica del retroarco andino en el NOA y en Bolivia.

### 9.1. Evolución del cuaternario del depocentro de Cafayate

La discusión sobre la evolución del depocentro de Cafayate se divide en tres partes: la primera trata la correlación entre las columnas estratigráficas de El Mollar y del piedemonte de sierra León Muerto (PSLM). La segunda parte describe la evolución del depocentro en el PSLM, y la tercera gira en torno a la evolución del depocentro en el sector de El Mollar-El Paso (EMEP). Además, en este capítulo se integran los resultados de las dos sub-zonas más importantes de este trabajo, con una propuesta de la posible evolución tectono-sedimentaria del depocentro de Cafayate desde el Pleistoceno medio–tardío (Fig. 33). Se optó por dividir la evolución del depocentro en sub-zonas, ya que al existir unidades litológicamente diferentes y sin continuidad lateral de estratos, la correlación de los eventos está basada únicamente en las edades disponibles y en la interpretación.

#### 9.1.1 Correlación entre columnas estratigráficas

Aunque ambas columnas difieren entre sí, se denota que la sucesión estratigráfica refleja intercalación entre depositación aluvial, fluvial y lacustre en ambos sectores. Para realizar una correlación, los depósitos aluviales son de poca ayuda, ya que su procedencia es local y su alcance es limitado. En primera instancia, la mejor herramienta de correlación son los depósitos lacustres, debido a que el endicamiento del río de Las Conchas habría ocurrido siempre en el mismo sector (Fig. 33 c, e, f, i, l, p, r, t, donde se ubican actualmente los deslizamientos El Paso y Casa de Los Loros, Fig. 6). Por lo tanto, es posible pensar que, estos sedimentos se encontrarían en cualquier



lugar por debajo de la cota máxima del lago. Sin embargo, la correlación utilizando depósitos lacustres enfrenta un gran problema, estos sedimentos son fácilmente erosionables y su registro puede ser eliminado con facilidad. Tal es el caso del piedemonte de sierra de Quilmes, donde no existen afloramientos rocosos y solo se observa la bajada aluvial actual, la cual cubre toda sedimentación previa, si es que esta ha sido conservada. Además del bajo potencial de preservación de los sedimentos lacustres, este depocentro tiene la particularidad de que todos los eventos lacustres generaron depósitos litológicamente similares. En este trabajo, por lo tanto, si bien para correlacionar unidades se tienen en cuenta las características sedimentarias, la cronología de las unidades se considera más determinante. De las edades disponibles puede deducirse que el intervalo temporal de sedimentación abarcado entre la U3 y la U7 en el piedemonte del PSLM fue aproximadamente sincrónico al comprendido entre las unidades UB y UD en la zona de EMEP. La relativamente mayor preservación en el área PSLM con respecto a EMEP, puede estar relacionada a una mayor actividad erosiva en este último sector, ya que es la zona donde confluyen los ríos Santa María y Calchaquí y donde los cambios de base y erosión retrocedente asociada serían más relevantes. Por el contrario, los depósitos observados en el PSLM se encuentran separados de la llanura aluvial del río Calchaquí, y su registro fue erosionado mayormente por las bajadas de cauces fluviales provenientes de sierra León Muerto. Se debe destacar que aunque el registro en el PSLM es considerablemente mayor, los depósitos de esta región también son afectados por numerosas discontinuidades verticales y laterales, como fue mencionado en la sección 5.

Se considera a las unidades UA de El Mollar-El Paso y U2 del PSLM coetáneas y correlacionables dado que ambas representan un momento de progradación de los sistemas de abanicos aluviales en distintos lugares del depocentro de Cafayate (Fig. 33a). Por otra parte, la mayor altitud de la UA, su desconexión con las otras unidades, y el alto grado de consolidación de la U2, sugieren que estas unidades representan los depósitos aluviales cuaternarios más antiguos correlacionables entre ambas zonas.

Los depósitos lacustres correspondientes a las unidades F, H, J y K (sector El Mollar-El Paso) se depositaron con posterioridad a los  $147,9 \pm 10$  ka. Estas unidades no se encuentran registradas en el PSLM. Esto se debe a que dichos eventos lacustres abarcaron una superficie menor. Las cotas máximas para las unidades lacustres UF, UH, UJ y UK son 1635, 1643, 1575 y 1625 m



respectivamente. En la figura 34 se observa que estas curvas solo bordean los afloramientos del PSLM y por lo tanto, estas unidades o no fueron depositadas o lo hicieron con espesores muy reducidos en dicho sector.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente el registro sedimentario en el sector del PSLM y el área de EMEP, más que correlacionarse, se complementan, mostrando un registro sedimentario más detallado para los últimos  $271,8 \pm 24,5$  ka.

Cabe destacar que López Isla (2017) en las cernaías de Amaicha (valle de Santa María) describe sedimentos lacustres pleistocenos encontrados a 1860 m snm. La depositación de dichos sedimentos puede haber ocurrido coetánea a los depósitos lacustres mencionados en este trabajo. Sin embargo al encontrarse a más de 100 m por encima de los depósitos más altos hallados en este trabajo (U3, 1745 m), se considera poco probable que estos depósitos esten relacionados a los unidades lacustres descritas de esta tesis. No obstante considerando que estos depósitos son ricos en contenido fosilífero (López Isla, 2017) y teniendo en cuenta la presencia de fosiles en la UJ (Trauth y Strecker, 1999) y UC (en este trabajo), no se descarta la posibilidad de que haya correlación entre los depósitos descritos por López Isla (2017) y los estudiados en este trabajo. Sin embargo para saber esto concerteza se requiere un análisis en detalle de ambos contenidos fosilíferos, lo cual escapa el alcance de esta tesis.

Si bien se interpreta que los episodios de endicamiento de la cuenca Calchaquí resultantes en sedimentación lacustre en el depocentro de Cafayate ocurrieron siempre en el mismo lugar (inicio de la quebrada de Las Conchas), no se tiene certeza sobre los mecanismos causantes de los cierres previos a la UK (último episodio lacustre). Dentro de los posibles causantes de la oclusión de la cuenca se destacan: avance de abanicos aluviales, actividad tectónica y deslizamientos. Sin embargo, en el sector más angosto de la cuenca no se encuentra ningún registro de abanicos aluviales y su depositación de gran extensión en sector del valle angosto con relieves empinados, es poco viable, por otra parte, debido al gran poder erosivo del río de Las Conchas en épocas estivales, la oclusión de la cuenca generada por levantamiento tectónico, es improbable. Por lo tanto, la opción más plausible es que la oclusión de la cuenca haya sido siempre generada por movimientos en masa provenientes del cerro el Zorrito, cuyos depósitos hayan sido removidos a



posteriori. Esta hipótesis no implica deslizamientos de gran magnitud en todos los casos dado que los primeros que generaron diques que originaron los lagos de mayor extensión constituyeron una modificación del paisaje que posiblemente perduró durante el resto de la evolución de la cuenca. Los eventos siguientes de oclusión y apertura pueden haber estado asociados a rupturas y rellenos localizados de los primeros diques de mayor tamaño (véase Hermanns y Strecker 1999).

Para una mejor representación de los eventos sucedidos desde el Pleistoceno medio al reciente en el depocentro de Cafayate, la figura 33 ilustra la evolución del depocentro, la cual será explicada en detalle en los subsectores del piedemonte de sierra León Muerto y de El Mollar-El Paso.

### ***9.1.2. Piedemonte de sierra León Muerto***

La sedimentación en este sector comenzó con la depositación de la unidad 1, y por lo tanto con sedimentación fluvial de mediana a baja energía. La presencia de sedimentos fluviales en el PSLM, indicaría que el río Calchaquí previamente tenía una llanura de inundación más amplia, o que su cauce se encontraba al este del cauce actual.

Con posterioridad a la depositación fluvial, se registra un ambiente de abanicos aluviales que acorde a la proveniencia de clastos (mayormente del subgrupo Pirgua) y a la dirección de paleocorrientes (SO), son provenientes de sierra León Muerto (U2, Fig. 33a) cubriendo todo el piedemonte actual. Este sistema deposicional indica que el río Calchaquí en este momento se encontraba en su posición actual o más al oeste. La agradación en el depocentro habría sido seguida por erosión (Fig. 33b). Alrededor de 200 ka antes del presente, el drenaje en el depocentro habría sido bloqueado, generando el endicamiento del río de Las Conchas, y el comienzo de la sedimentación lacustre (Fig. 33c). El relleno sedimentario de este evento lacustre habría alcanzado los 1745 m s.n.m (considerando la altitud de la U3 restaurada a la horizontal a partir de los perfiles y modelos estructurales discutidos en el capítulo 6). Los afloramientos de la U3 en la actual escarpa de la falla Los Castillos, por su gran contenido arenoso, sugieren que allí se encontraba el borde del paleolago. Este depósito lacustre habría sido erosionado y posteriormente deformado. Remanentes de la U4, en las proximidades del perfil Norte (Fig. 9), en discordancia sobre la U3, indican que la deformación de la U3 en este sector ocurrió previa a la depositación de la U4. A su vez, en el perfil Central, la U4 se apoya en discordancia sobre las U1 y U2 (Fig. 10). Se considera



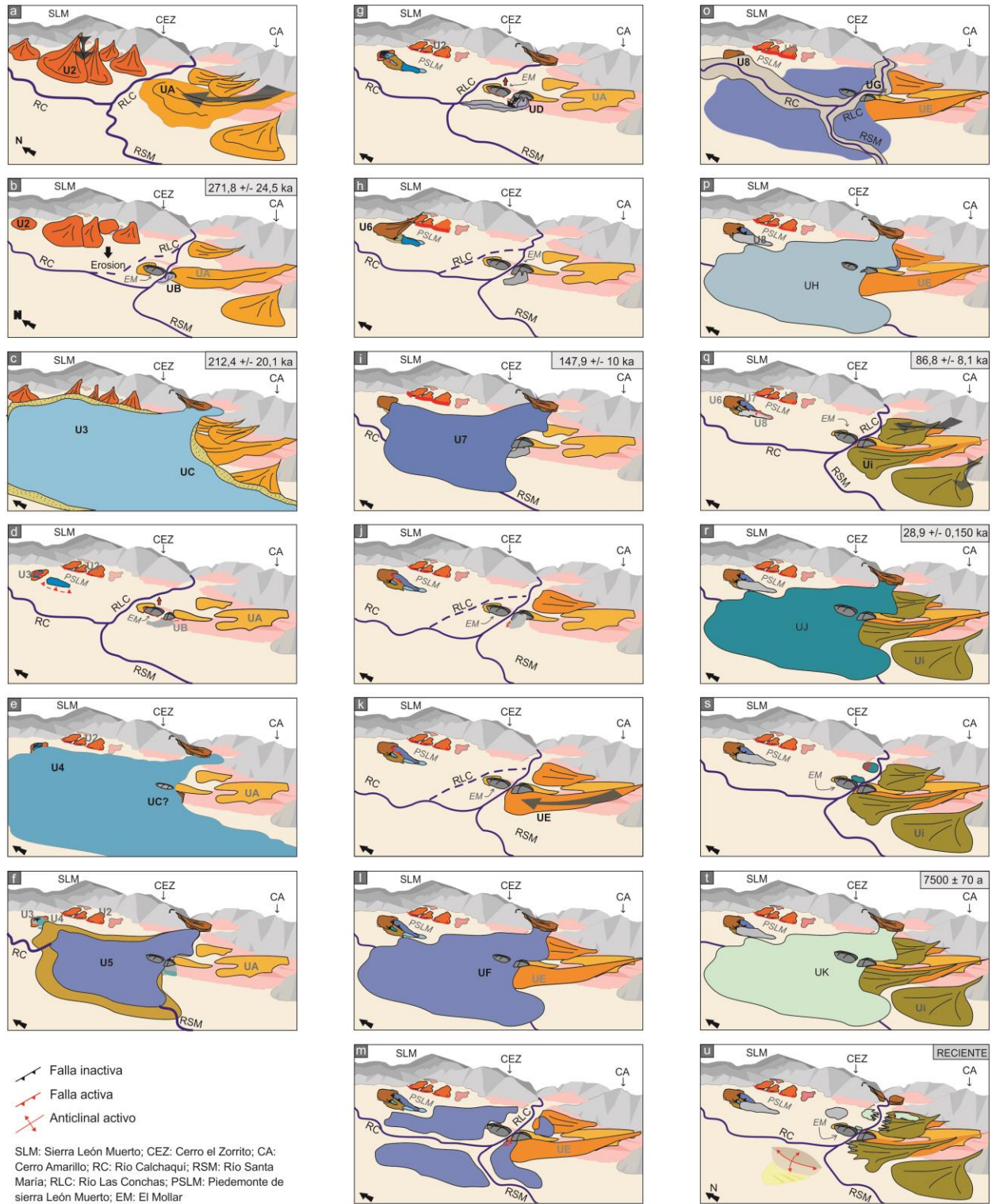


que la deformación de las unidades U2 y U3 en el perfil Norte ocurrió coetáneamente a la deformación de la U1 y U2 en el perfil Central. El tiempo de deformación de las U3 y U2 en el perfil Este es incierto, puesto que en este perfil la unidad 3 no se encuentra cubierta y por ello no se puede establecer si la deformación ocurrió paulatinamente desde su depositación a la actualidad o en un tiempo más acotado. A su vez, si se consideran que los depósitos del sector Austral del piedemonte de sierra León Muerto pertenecen a la U3, es posible que la deformación de los mismos (previa a la depositación de la unidad 5) haya sido coetánea con la deformación que afectó las unidades U1, U2 y U3, registrada en los perfiles Norte y Central (Figs. 10 y 33d).

Luego de la deformación de las U1, U2 y U3 se registra un periodo de erosión seguido por un nuevo endicamiento de la cuenca Calchaquí e instauración de un nuevo ambiente lacustre (depositación de la U4, Fig. 33e), el cual alcanzó (considerando la altitud de la U4 restaurada) una cota de 1680 ms.n.m. Luego de la depositación de la U4, se interpreta una erosión avanzada de esta unidad, particularmente en el sector este del PSLM. El espacio generado por la erosión habría sido ocupado por los sedimentos de la U5. Este episodio de erosión ha podido ser reconocido a partir de la restauración de las unidades en los perfiles de Busk (Sección 6.1).

La U5 está caracterizada por facies lacustres (hacia el sur) y facies fluviales (hacia el norte), indicando que el evento lacustre de esta unidad tuvo un área reducida en comparación a las unidades lacustres anteriores (Fig. 33f). El relleno de esta unidad muestra el cambio lateral de facies del sistema lacustre a fluvial (sector Austral y perfil Sur en Fig. 8). De acuerdo con las paleocorrientes (ENE), posibles tributarios aportaban desde la sierra de Quilmes.

A continuación de este evento lacustre un nuevo episodio de deformación, el cual se manifiesta en los perfiles Central y Sur, habría deformado las unidades U4 y U5 (Fig. 33g). Posteriormente, se depositaron nuevas bajadas aluviales provenientes de sierra León Muerto que constituyen la U6 (Fig. 33h), sucedidas por un nuevo evento lacustre que generó la depositación de la U7 (Fig. 33i) la cual alcanzó una altura máxima de depositación de 1745 m s.n.m. En el registro sedimentario de esta unidad se aprecia la gradación de estas facies lacustres a facies fluviales y aluviales, indicando reducción del área inundada. Posterior a la depositación de esta secuencia lacustre-fluvial-aluvial, ocurrió un nuevo episodio de deformación causante del monoclinal que se observa en los



“Paleolagos cuaternarios como marcadores neotectónicos, valle de Cafayate, Cordillera Oriental (NO de Argentina).”  
Tesis doctoral Sara Figueroa Villegas, 2021.



Fig. 33: Interpretación de la evolución tectono-sedimentaria del depocentro de Cafayate. Las imágenes miran en dirección NNE. Se menciona en cada recuadro, en negro la unidad depositada en ese momento y en gris las unidades previas. La evolución comienza con la imagen superior izquierda y termina con la imagen inferior derecha.

perfiles Central y Sur afectando a la U7 (Fig. 10, Fig. 33k). Este episodio de deformación habría sido sucedido por depositación fluvial de alta energía con dirección de corrientes al SSE, que cubrió los afloramientos previos en el sector occidental (U8, Fig. 33o) y depositación de nuevas bajadas aluviales que cubrieron los afloramientos de las unidades previas en el sector centro-norte oriental (U9). Posteriormente se registra erosión de todas las unidades previas, baja del nivel de base local y deformación del sector Austral del PSLM (Fig. 33q).

### **9.1.3. Sector El Mollar-El Paso**

El primer registro de sedimentación posterior al Grupo Salta es la bajada aluvial más elevada, desconectada del sistema actual, constituida por abanicos aluviales provenientes del cerro Amarillo y corresponde a la unidad A (Fig. 33a). Esta unidad se encuentra al menos (la base de la unidad) 100 metros por encima del nivel fluvial actual y cubrió en su totalidad al bloque del Mollar. Esto se observa en el sector sur del bloque que en la actualidad se encuentra cubierto por la UA, y al norte del bloque del Mollar en donde se encuentran bloques del granito cerro Amarillo, componente principal de esta unidad (UA), dando indicios de que esta unidad sobrepasó al bloque El Mollar. Pequeños remanentes de la UA al este del Mollar indican dirección de corriente hacia el NE. La depositación de la UA habría sido seguida por erosión y consecuente disminución del relleno sedimentario del depocentro. La erosión habría generado incisiones fluviales sobre el bloque de El Mollar (Fig. 26), causadas por el paleorío de Las Conchas el cual se desplazó lateralmente hacia el sur dejando dos incisiones fluviales sobre la superficie del bloque El Mollar hasta encajarse y labrar la quebrada que actualmente ocupa el río. Posterior a la erosión y al cambio de nivel de base de la cuenca, hace  $271,8 \pm 24,5$  ka se habría depositado la unidad B, a partir de cauces fluviales provenientes de las metamorfitas aflorantes en El Mollar en dirección al NO (Fig. 33b). La sedimentación fluvial de mediana energía fue sucedida por la oclusión de la cuenca, probablemente en el mismo lugar que se propone que se cerró la cuenca para la depositación de la Formación El Paso (Torres 1985, Gallardo 1988), y consecuente instauración de ambiente de sedimentación



lacustre, registrado en la unidad C (Fig. 33c). Los afloramientos de esta unidad son acotados y de espesor restringido por lo cual se deduce que posterior a su depositación y apertura de la cuenca, hubo una intensa erosión que eliminó casi por completo los registros de este evento en el área. Sin embargo, de acuerdo a la correlación entre las columnas de El Mollar-El Paso y PSLM, este evento lacustre y los subsiguientes, estarían ampliamente registrados en el PSLM (U3, U4 y U7). Sedimentos fluviales provenientes de las metamorfitas aflorantes en el bloque de El Mollar en dirección NO (UD) datados en  $147,3 \pm 14,9$  ka, se depositaron sobre la unidad C y B (Fig. 33h).

Los eventos de depositación fluvial/aluvial provenientes del bloque de El Mollar, pueden haber sido inducidos por la actividad tectónica de este bloque (Fig. 33d). Es decir, el levantamiento cuaternario del bloque El Mollar, probablemente causante del plegamiento de los cauces fluviales en su superficie (Fig. 26) y la desviación del río Calchaquí desde la zona norte (sector de ríos desconectados en Fig. 25) hasta la actual confluencia con el río Santa María, podría haber desencadenado la depositación de las unidades B y/o D.

La depositación de las unidades B, C y D, fue seguida por deformación que generó la inclinación de estas unidades hacia el SE (Fig. 33j).

Los abanicos aluviales provenientes del cerro Amarillo, que constituyen la unidad E (Fig. 33k), se depositaron en discordancia sobre las unidades previamente mencionadas. El avance de los abanicos aluviales fue seguido por un nuevo endicamiento de la cuenca, y depositación fluvial de baja energía en la zona de El Mollar que gradúa a depositación lacustre. Estos sedimentos conforman la unidad F (Fig. 33l). Posteriormente, la sedimentación lacustre habría culminado o se habría restringido a una zona acotada a las cercanías de la oclusión de la cuenca. Luego de la consolidación de la UF un nuevo episodio de deformación habría afectado la región. Esta deformación está registrada en los perfiles El Mollar Oeste y Este y en el sector oriental (tomando de referencia el bloque El Mollar, Fig. 33m). Seguida a esta deformación el área habría sido cubierta por depositación fluvial (unidad G) proveniente del río Calchaquí (Fig. 33o) acorde a la composición de sus clastos (metamorfitas de bajo grado y granitoides, Fig. 8) y a la dirección de paleocorrientes (NE). Los afloramientos de la unidad G son acotados y en la mayoría de los sectores las unidades H o I se apoyan directamente sobre la unidad F, por lo cual se deduce que su depositación fue



seguida por erosión. Los depósitos de un nuevo evento de sedimentación lacustre (unidad H, Fig. 33p) se apoyan en discontinuidad y disconformidad sobre los depósitos de la unidad F. En los sectores donde se apoya en disconformidad, no es posible diferenciar la unidad H de la F. La depositación lacustre habría terminado con una nueva apertura de la cuenca y restauración del sistema fluvial, causando la erosión de las unidades previamente depositadas. Bajadas aluviales desde el cerro Amarillo (composición de clastos predominante de granito Amarillo y dirección de corrientes al NO: unidad I, 80 ka, Fig. 33q) habrían avanzado cubriendo las UG y UH y los espacios generados por la erosión.

A partir del registro estratigráfico de este estudio y de estudios anteriores existe la disyuntiva de si los depósitos lacustres en el área de El Paso (denominados previamente como Formación El Paso, Gallardo 1988) corresponden a un único episodio de sedimentación lacustre y por lo tanto la edad de ca. 30 ka obtenida para estos depósitos por Trauth y Strecker (1999) es errónea por contaminación con agua carbonatada (Hermanns *et al.* 2006), o bien, las edades obtenidas por Hermanns *et al.* (2004 y 2006, ca.14–0,5 ka) recalculadas por Mey *et al.* (2020, 17,8– ca.7,5 ka) y las de Trauth y Strecker (1999, ca. 30 ka) son ambas correctas y representan distintos depósitos lacustres superpuestos. Considerando que la historia de la cuenca muestra repetidos eventos de apertura y oclusión de la cuenca con instauración de ambiente lacustre, en este trabajo se decidió considerar que ambas edades representan dos eventos de sedimentación lacustre, uno ocurrido hace ca. 30 ka y el otro ocurrido entre los 17,5–7,5–? ka.

De acuerdo a esta interpretación, posterior a la depositación de la unidad I, un nuevo endicamiento de la cuenca habría causado la instauración de un ambiente lacustre donde se depositó la unidad J hace 30 ka (Fig. 33r). Luego la cuenca se habría abierto nuevamente, drenando el lago y generando la consolidación de los depósitos lacustres con posterior deformación (área El Paso, Figs. 17, 18 y 32 s).

Posteriormente habrían ocurrido los deslizamientos Casa de Los Loros, El Paso viejo y El Paso Jovén, y el consecuente endicamiento de la cuenca con instauración del ambiente lacustre que generó la depositación de la unidad K (Fig. 33t). Esta unidad registra deformación sin-sedimentaria



registrada en SSDS (estructura de sedimentos blandos), en el paraje El Paso, las cuales fueron datadas en 7,5 ka. (Hermanns *et al.* 2006).

La depositación de la unidad K habría finalizado con una nueva apertura de la cuenca que generó erosión, disminución del nivel de base y depositación de las bajadas aluviales y sistemas fluviales actuales (Fig. 33u).

De acuerdo a lo establecido en la sección de morfotectónica para el subsector de estudio 2 (Fig. 24), una estructura ciega, vergente al oeste, en el centro de la cuenca, comenzaría a deformar la superficie causando la acumulación de arena al oeste del braquianticlinal generado (Fig. 33u-Reciente).

## 9.2. Inferencias paleoclimáticas

Bookhagen *et al.* (2001) y Mey *et al.* (2020) realizaron una evaluación integral de las variables climáticas (ej. precipitación, temperatura, insolación, evaporación, humedad) del sector central de los valles Calchaquies, determinando que un hipotético endicamiento del río de Las Conchas generaría un cuerpo de agua que podría alcanzar una cota máxima de 1630 m s.n.m. y 1590 m s.n.m. respectivamente. Con el objetivo de realizar interpretaciones paleoclimáticas, los autores compararon esos valores con los sugeridos por los depósitos sedimentarios de la Formación El Paso. En ambos trabajos, la cota máxima de 1700 m s.n.m. para el paleolago de la Formación El Paso fue obtenida considerando que todos los depósitos lacustres del depocentro de Cafayate, corresponden al mismo evento lacustre (Bookhagen *et al.* 2001, Mey *et al.* 2020). Con estos valores y teniendo en cuenta que el hipotético lago actual sería considerablemente menor, Bookhagen *et al.* (2001) sugieren que las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la Formación El Paso habrían implicado alguna de las siguientes posibilidades: 1) 30% más de precipitaciones (en caso de similar temperatura media anual), 2) temperatura media anual seis grados menor (en caso de similar precipitación), o 3) una combinación de ambas (10 a 15% más de precipitación y tres a cuatro grados menos en la temperatura media anual) (Fig. 35). Mey *et al.* (2020) a partir de la comparación entre el hipotético lago actual, la altura máxima alcanzada por los depósitos lacustres y la correlación con el avance de glaciares en las serranías aledañas, sugieren que la Formación El

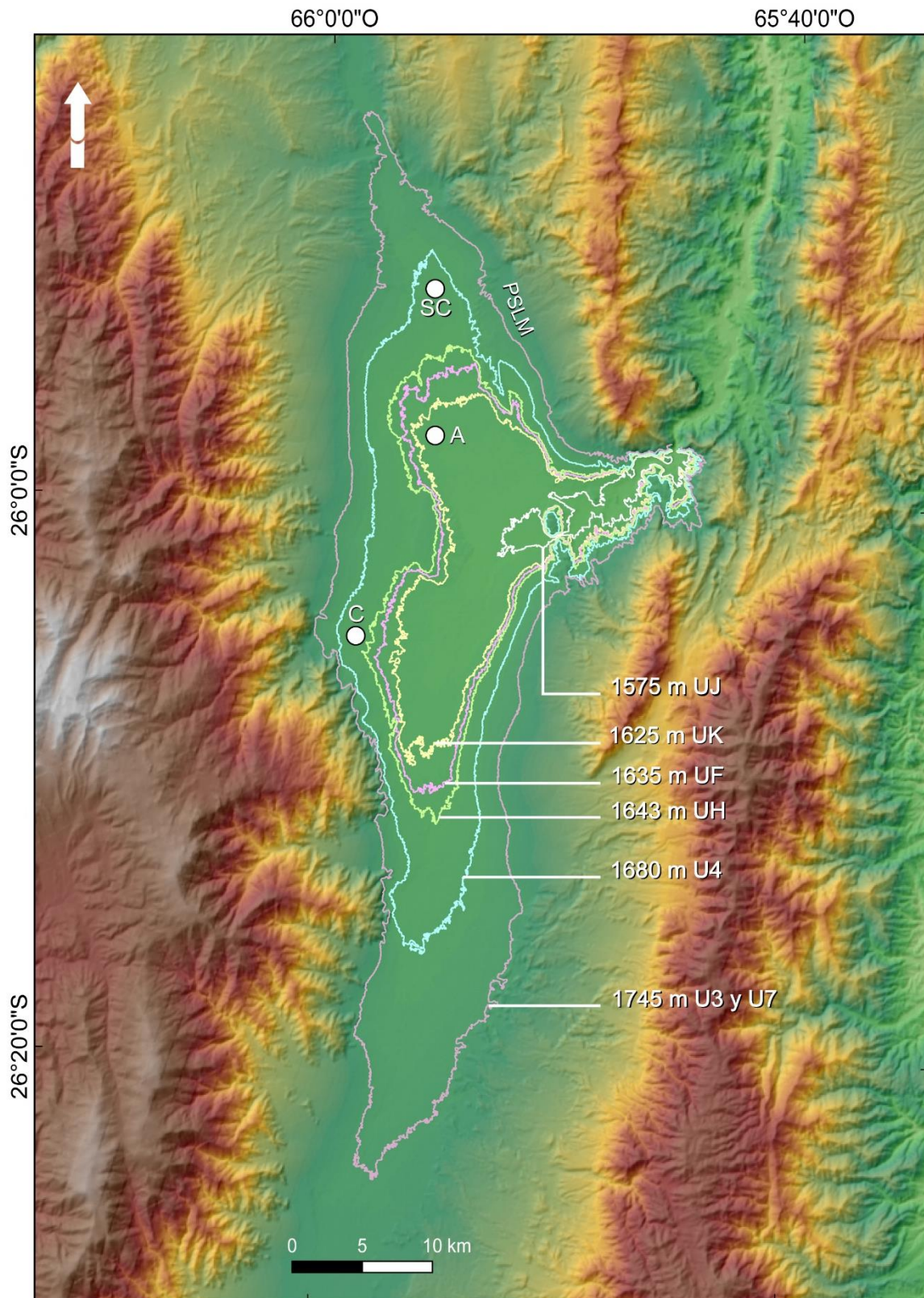


Paso se depósito bajo condiciones climáticas 1,3–3,3°C menores a la temperatura media actual y 5–27% más de precipitaciones.

Bookhagen *et al.* (2001), considera que la Formación El Paso tiene edad de ca. 30 ka (Trauth y Strecker 1999), y por lo tanto correlacionaron la existencia del lago con el periodo húmedo de Minchin (Van de Hammen y Absy 1994, Wirmann y Mouguiart 1995, Turcq *et al.* 1997), y optaron por el tercer modelo paleoclimático: 10 a 15% más de precipitación y tres a cuatro grados menos en la temperatura media anual. Mey *et al.* (2020) considera que el ambiente lacustre se instauró hace ca. 17 ka y duró hasta al menos 7.5 ka, acorde a edades recalculadas de exposición de superficie, previamente datadas por Hermanns *et al.* (2004), y a la edad de <sup>14</sup>C obtenida en depósitos lacustres por Hermanns *et al.* (2006). Mey *et al.* (2020) correlacionan la transgresión lacustre con el periodo de Younger Dryas (YD; 12.9–11.7 ka; Rasmussen *et al.* 2006), y Heinrich Stadials (HS; 14.7–13 ka; Pedro *et al.* 2016).

Sin embargo, los resultados de este trabajo indican la existencia de múltiples eventos de endicamiento del río de Las Conchas e instauración de un ambiente lacustre, con cotas máximas que varían desde 1575 m s.n.m. para el penúltimo depósito lacustre (UJ), y 1745 m s.n.m. para la U3 (Fig. 34). Estos resultados implican que las unidades lacustres aflorantes en el piedemonte de sierra León Muerto, las cuales alcanzan altitud de 1745, 1680 y 1745 m para las unidades U3, U4 y U7 respectivamente, y las unidades F, H y K de la zona El Mollar-El Paso, con un altitud máxima de 1635, 1643 y 1625 m respectivamente, fueron depositadas bajo condiciones climáticas más húmedas y/o más frías que las actuales, ya que alcanzaron una altitud mayor al hipotético lago que se formaría con las condiciones climáticas presentes (1590 m, acorde a Mey *et al.* 2020). Mientras que las unidad J que alcanzó una altitud máxima de 1575 m, altitud similar a las que tendría el hipotético lago formado bajo las condiciones climáticas vigentes (acorde al modelo de Mey *et al.* 2020), se interpreta que fue depositada en condiciones climáticas más áridas o similares a las actuales.

Considerando que las unidades aquí comparadas tienen bases aflorantes o restauradas (para EMEP y el PSLM respectivamente) a elevaciones similares o iguales al río actual en las respectivas áreas, es posible suponer que la base de la cuenca para los distintos eventos de sedimentación



“Paleolagos cuaternarios como marcadores neotectónicos, valle de Cafayate, Cordillera Oriental (NO de Argentina).”  
Tesis doctoral Sara Figueroa Villegas, 2021.



Figura 34: Curvas de niveles representando la altura máxima alcanzada de las unidades lacustres (posterior a la restauración a la horizontal de las unidades deformadas). C: Cafayate, A: Animaná, SC: San Carlos, PSLM: Piedemonte de sierra León Muerto.

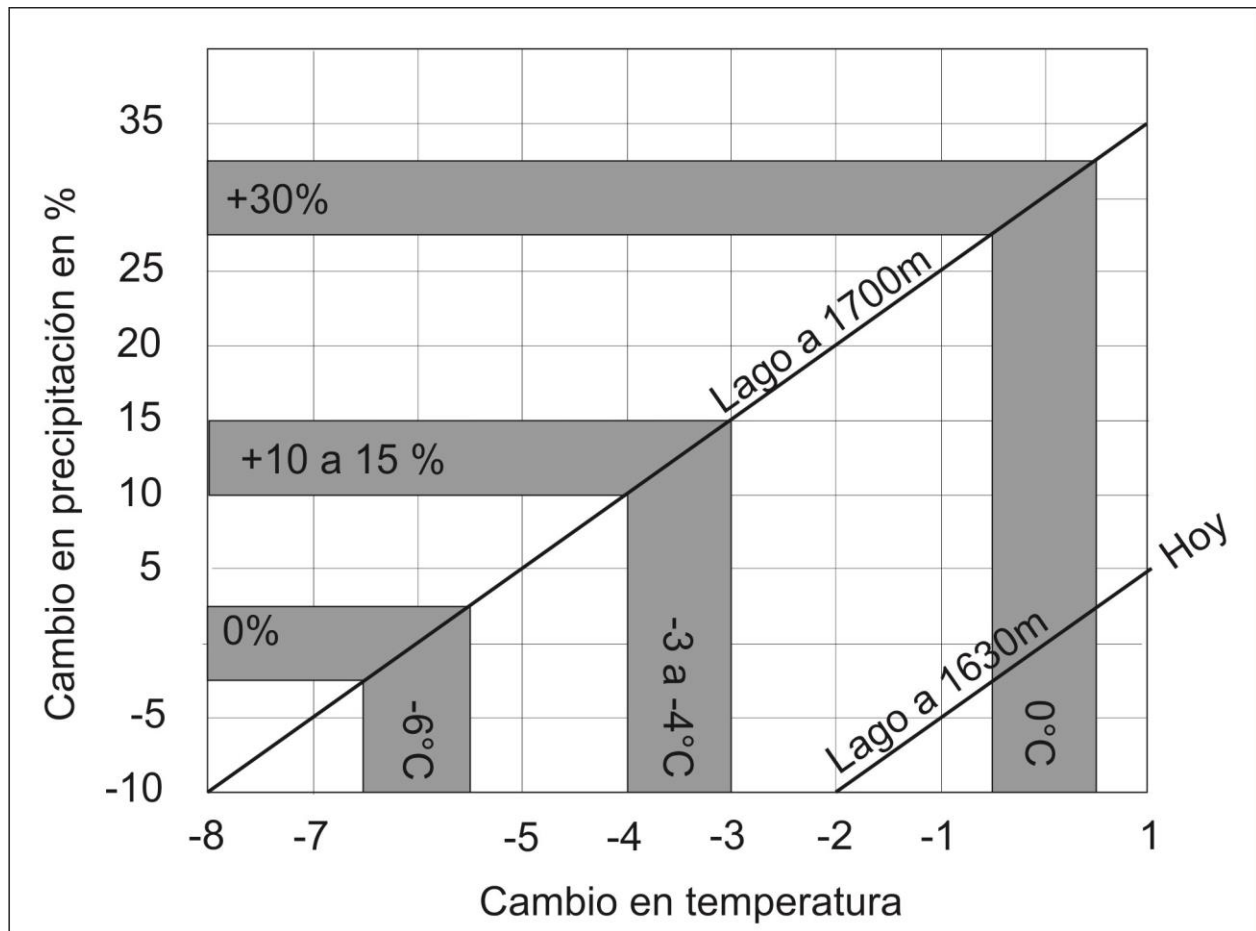


Figura 35: Potenciales escenarios de cambio de precipitación y temperatura para un lago en el depocentro de Cafayate que alcanza la cota de 1700 m con respecto al lago que se generaría con las condiciones climáticas actuales a 1630 m. Tomado de Bookhagen et al. (2001).

lacustre fue similar, y en consecuencia comparar la altura de las unidades lacustres con el modelo hidrológico de Bookhagen *et al.* (2001) y Mey *et al.* (2020).

Como se mencionó previamente en la sección 3 (Paleoclima), los registros paleoclimáticos son progresivamente más complejos y menos constreñidos a medida que se utilizan para analizar



tiempos geológicos más antiguos, siendo también más escasos. Sin embargo, se cuenta con interpretaciones paleoclimáticas a partir del contenido de carbonatos de calcio o diatomeas en depósitos lacustres (lago Titicaca, Fritz *et al.* 2007) y registro de isótopos bentónicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ) mundiales (Lisiecki y Raymo 2009). Abundancia de carbonatos de calcio y de diatomeas en los depósitos lacustres indican periodos secos (menor humedad que la actual). De la misma manera la disminución del valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de las foraminíferas bentónicas, indica periodos más cálidos. Esto se debe a que el primer isótopo en evaporarse es el oxígeno 16 debido a su menor peso (clima glacial), por lo tanto disminución del oxígeno 18 indica un ciclo hidrológico global intacto, en el que las aguas evaporadas de los océanos no se almacenan en el hielo glacial como durante un clima glacial, sino que se devuelven a las cuencas oceánicas, manteniendo así las aguas oceánicas isotópicamente menos pesadas (clima interglacial).

Combinando lo anteriormente expuesto respecto a la altura de los depósitos lacustres en el sector central de los valles Calchaquíes (Fig. 34) y sus inferencias paleoclimáticas al compararlos con el hipotético lago que se formaría con el clima actual, se puede establecer una correlación estimada entre las condiciones climáticas del depocentro de Cafayate y las regionales (Fig. 36). Sin embargo, es importante recalcar, que para varios de los eventos lacustres únicamente se conocen la edad mínima o máxima de depositación, acorde a su posición estratigráfica previa o posterior a unidades datadas, lo cual aumenta la incertidumbre. El gráfico de la figura 36, muestra un periodo húmedo para el tiempo comprendido entre los 200 ka y los 130 ka. Esto se correlaciona con las edades de las U3, U4 y U7, las cuales, debido a su altura máxima de depositación y en acuerdo al modelo de Bookhagen *et al.* (2001) y Mey *et al.* (2020), se habrían depositado en condiciones más húmedas y/o más frías a las actuales. Por otra parte, el registro paleoclimático (Fig. 36) enseña un periodo seco entre los 132 y los 112 ka. Si bien no se cuenta con las edades de las unidades F y H y solo se conoce que fueron depositadas posterior a 147 ka (UD) y previas a 80 ka (UI), es posible que estas unidades se hayan depositado posterior al periodo seco mencionado. La unidad J, a diferencia de las otras unidades, no tiene una buena correlación con el registro climático global, ya que se interpreta que fue depositada en condiciones climáticas más cálidas o secas a las actuales y sin embargo, en el registro climático global, el tiempo de depositación de la UJ coincide con del periodo húmedo de Minchin. Esto puede deberse, a variaciones climáticas locales o bien a que el

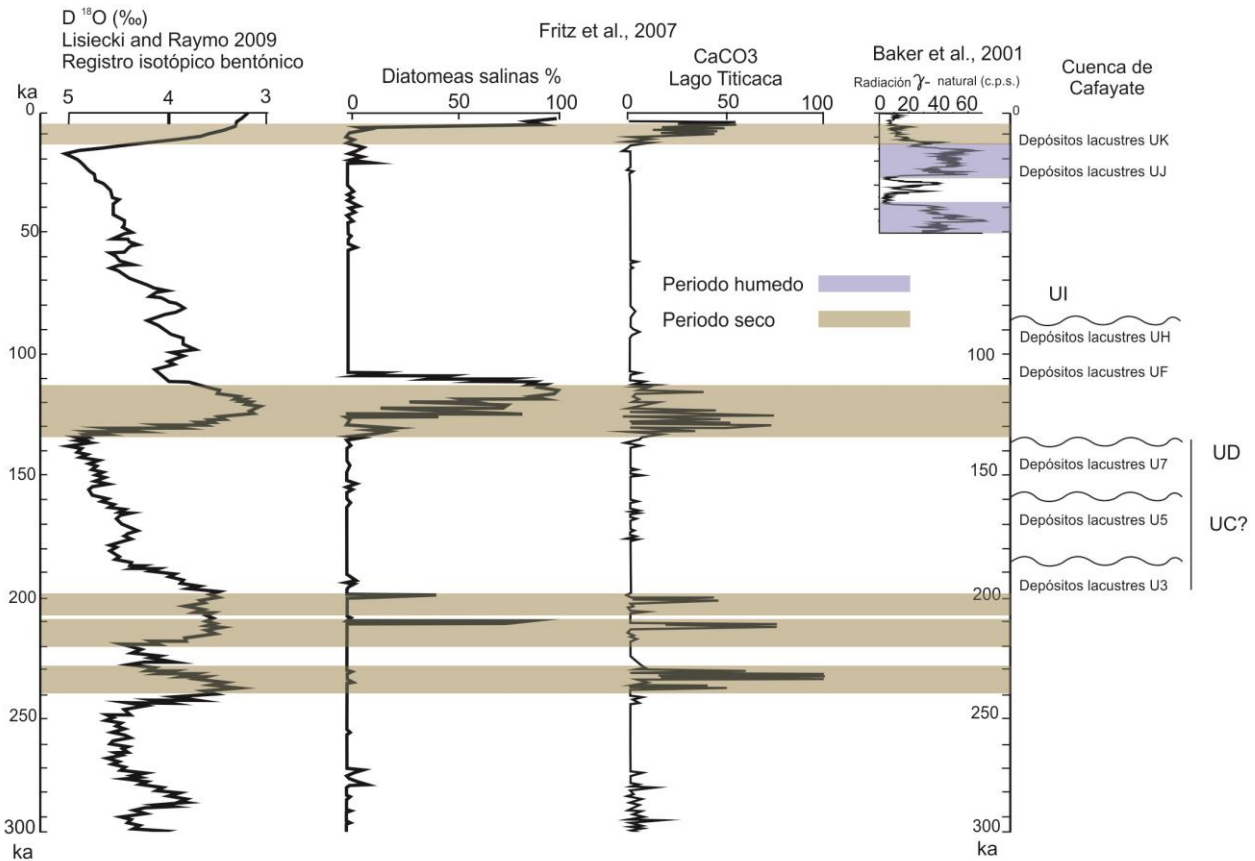


Figura 36: Comparación entre el registro paleoclimático con isotopos de  $\delta O^{18}$  (Registro mundial, Lisiecki y Raymo 2009), carbonatos de calcio y diatomeas del lago Titicaca (Fritz *et al.* 2007), y radiación de gama en testigos del lago salino Uyuni (Baker *et al.* 2001). Decrecimiento de  $\delta O^{18}$  en los océanos indica mayor evaporación y por lo tanto periodos más cálidos. Valores elevados de carbonato de calcio y diatomeas indican fases áridas, las cuales están marcadas con barras laterales de color beige. Aumento de la radiación gamma en testigos lacustres indican capas con mayor contenido arcilloso las cuales se asocian a periodos más húmedos, indicados con barras laterales celestes.

cierre de la cuenca cuando se generó este lago, fue menor y sólo permitió el relleno hasta la altura máxima de depositación de la unidad J (1575 m). Por último, la sedimentación de la UK, interpretada como depositada bajo condiciones climáticas mas húmedas y frías a las actuales, en el registro global y regional (lago Uyuni), ocurrió en la transición entre los últimos periodos húmedo y seco.



En los restantes períodos húmedos (80–30 ka) la ausencia de depósitos lacustres, es probablemente debida a la ausencia de un cierre de la cuenca que permita la instauración de un ambiente lacustre.

La figura 36 muestra una buena correlación entre los eventos climáticos globales y los depósitos lacustres del sector central de los valles Calchaquíes, lo cual enseña la gran utilidad de depósitos lacustres para completar el registro paleoclimático cuaternario.

### 9.3. Deformación pleistocena tardía en el depocentro de Cafayate

El análisis de los datos estructurales y estratigráficos revela múltiples episodios o pulsos en un proceso progresivo de deformación entre el Pleistoceno medio–tardío y el Holoceno asociados con estructuras menores que se desarrollaron en el interior del depocentro. Al menos cuatro episodios tectónicos se distinguieron en el piedemonte de sierra León Muerto (PSLM), y tres en la zona de El Mollar-El Paso (EMEP). Los episodios deformacionales en ambas columnas son reconocidos por discordancias entre las unidades.

En el PSLM el primer episodio es el responsable de la deformación de las unidades 1, 2 y 3 observable en los perfiles Central y Norte (Figs. 10 y 16), el segundo es responsable de la unidad 4 distinguible en los perfiles Central y Sur (Figs. 10 y 16), el tercero de la unidad 7, manifestada en los perfiles Central y Sur (Figs. 10 y 16), y el cuarto de la deformación de la unidad 8 modelada en los perfiles Australes (Fig. 32, A1, A2, A3 y A4).

En la zona de El Mollar y El Paso el primer episodio registrado afecta a las unidades B, C y D, el segundo evento es responsable de la deformación de la unidad F, observable en los perfiles Este y Oeste (Fig. 15), y el tercero afecta a la unidad J (Fig. 18c). Por último se registran estructuras de deformación sinsedimentaria en la unidad K, la cual Hermanns y Niedermann (2011) interpretan como sismitas (Fig. 18a y b).

Los modelos cinemáticos sugieren que las fallas cuaternarias del piedemonte de sierra León Muerto son estructuras de alto ángulo que generan pliegues de propagación los cuales pueden modelarse mediante el algoritmo de *trishear*. Las estructuras tienen vergencia predominante al oeste, con la excepción de la estructura modelada en el perfil Norte y la falla responsable de la

deformación de la U7 (perfil Central y Sur, Figs. 10 y 16). Se interpreta una reactivación de la falla Los Castillos durante el Pleistoceno con el acortamiento acomodado a través de un abanico imbricado de fallas de atajo de bloque de piso (Fig. 37, McClay y Buchanan 1992). A su vez el bloque de piso de la falla Los Castillos habría sido un área ya debilitada por estructuras previas que transfirieron la deformación entre fallas normales (ej. Peacock 2002) y por lo tanto, este sector debilitado, sería más susceptible de acomodar la deformación cuaternaria.

En sistemas de inversión de fallas extensionales es común, en modelos análogos, la aparición de fallas de atajo en el bloque de piso de la falla normal (Buchanan 1991, Buchanan y McClay 1991). Estas fallas de atajo fueron documentadas en el bloque bajo de fallas inversas en la Cordillera Oriental del NOA (ej. Carrera y Muñoz 2008) y ocurren en ambientes estructurales similares de fallas normales reactivadas cretácicas en la Cordillera Oriental de Colombia (Mora *et al.* 2006). Este tipo de estructuras (fallas de atajo, relacionadas con fallas inversas) fueron previamente descritas en el sector central de los valles Calchaquíes (depocentro de Cafayate) afectando al basamento metamórfico (Carrera *et al.* 2006; Seggiaro y Aguilera 2006). Con lo anteriormente dicho, se considera que algunas de las fallas de atajo reactivan las estructuras menores que se formaron en una amplia zona de deformación de las fallas El Zorrillo/Los Castillos, probablemente formando una zona de transferencia (Kley *et al.* 2005). Este tipo de estructuras formadas en sistemas de transferencia son comunes y se encuentran bien documentadas (Childs *et al.* 1995, Le Gall *et al.* 2005, Peacock 2002). Se sugiere que las fallas cuaternarias afectando al PSLM están directamente relacionadas con fallas heredadas del basamento precuaternario (Fig. 37).

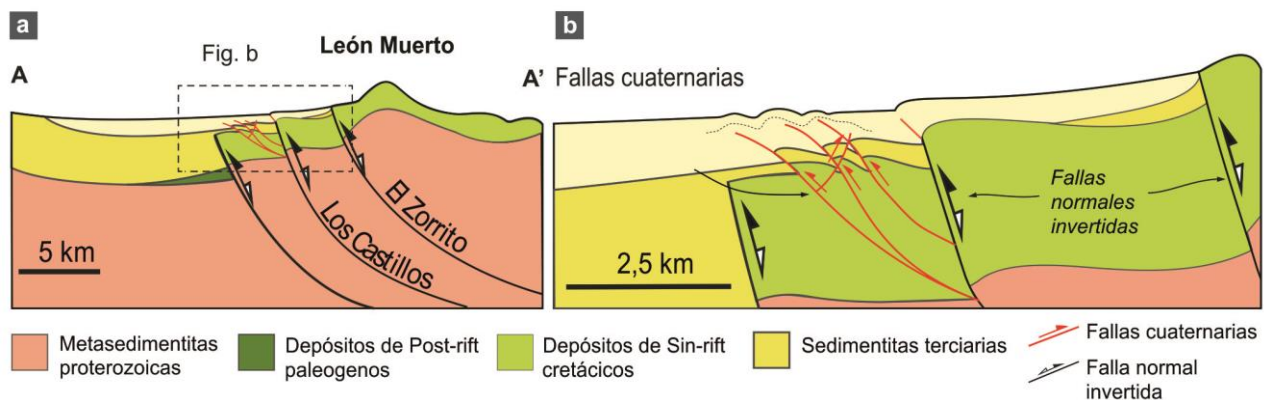




Figura 37: Modelo estructural esquemático de fallas de atajo de alto ángulo, en el bloque de piso de la falla Los Castillos. El gráfico muestra fallas inversas en el bloque de piso de la falla Los Castillos. Ubicación del perfil A-A' en figura 6.

Mientras que la interpretación para el área de EMEP es más ambigua por cuanto en este sector aflora el basamento metamórfico en un anticlinal de rumbo N-S (bloque El Mollar), y hacia el sudeste aflora en el cerro Amarillo con rumbo SSO-NNE, habiendo un pequeño sinclinal entre ambos afloramientos de basamento, afectando al Grupo Salta (sinclinal ubicado al sur del bloque El Mollar, Fig. 6). Es posible que las estructuras cuaternarias observadas en los perfiles del área El Mollar oeste (Figs. 14 y 16) se encuentren vinculadas al sinclinal mencionado.

### 9.3.1. Tasas de acortamiento

La reconstrucción de las secciones estructurales muestra un rango de tasas mínimas de acortamiento (m) de entre 0,42 y 1,64 mm/a y un rango de tasas máximas de (M) de entre 1,17 y 4,47 mm/a para el periodo entre  $212,2 \pm 20,1$  y  $147 \pm 10$  ka (tiempo comprendido entre la depositación de las unidades 3 y 7) en el sector del piedemonte de sierra León Muerto. En el sector de El Mollar los valores se encuentran en un rango entre 0,19 y 0,21 mm/a para las tasas mínimas y entre 0,24 y 0,64 mm/a para las tasas máximas, en el periodo de tiempo posterior a  $147,3 \pm 14,9$  ka. Los valores más altos de tasas de acortamiento en el área del piedemonte de sierra León Muerto comparados con los obtenidos en el área de El Mollar, pueden ser atribuidos, en primer instancia, a la orientación favorable de las estructuras (N-S en PSLM y SO-NE en el área de El Mollar) con respecto a la dirección general de convergencia de las placas tectónicas (SSO-NNE, Cahill *et al.* 1992). Por otra parte, los valores más altos pueden ser atribuidos a que en el sector del piedemonte de sierra León Muerto las tasas fueron calculadas para un lapso de tiempo restringido donde ocurrió la deformación, mientras que en el área de El Mollar, al no contar con un tiempo restringido, se calcula para todo el tiempo posterior a la depositación de la unidad D, sin saber con certeza si el acortamiento medido se acumuló durante todo el lapso considerado, u ocurrió en un tiempo restringido con posterior inactividad de las estructuras. Se considera que esto último tiene un importante efecto en los valores de las tasas de deformación. Por ejemplo, si para la mayor tasa de acortamiento calculada en el área (4,47 mm/a, edad máxima, calculada en el modelo del perfil



Central en el piedemonte de sierra León Muerto), se calculara la tasa de acortamiento con la edad máxima de la deformación (edad de la unidad 3,  $212,4 \pm 20$  ka), en vez de utilizar un tiempo acotado (el tiempo transcurrido entre la unidad 3 y la unidad 7), el valor de la tasa de acortamiento sería considerablemente menor: 1,04 mm/a. (m) a 1,51 mm/a (M), sensiblemente menor al obtenido para el tiempo restringido entre la U3 y U7, calculadas en este trabajo.

Las tasas de acortamiento obtenidas tienen valores similares a las tasas de levantamiento y de acortamiento obtenidas por García *et al.* (2013 a, b, 2019), y Ramos *et al.* (2006), respectivamente. Si bien, no se puede hacer una comparación directa con los valores obtenidos por García *et al.* (2013 a, b, 2019), ya que obtuvieron tasas de levantamiento (componente vertical) y en este trabajo se obtuvieron tasas de acortamiento (componente horizontal), con la excepción del valor obtenido por Ramos *et al.* (2006), no se cuenta con otros datos en la región del noroeste argentino y por lo tanto se mencionan los valores de García *et al.* (2013 a, b, 2019) como una referencia de la tasa de deformación regional. Los trabajos de García *et al.* (2013 a, b y 2019) obtienen valores para el valle de Lerma (Fig. 2) que varían entre 0,54 mm/a para el periodo comprendido entre 1,3 Ma a 0,33 Ma, 0,29 mm/a entre los 330 y 100 ka y entre 0,83 a 0,87 mm/a en los últimos 30–40 ka. Por otra parte, en el Sistema de Santa Bárbara (Fig. 2), Ramos *et al.* (2006), a partir del análisis de una falla inversa obtuvieron una tasa de acortamiento de 2,34 mm/a para la deformación holocena. Si bien, se reconoce que para una comparación regional es necesario estudios más abarcativos e integrados en diversas áreas, el estudio de la deformación cuaternaria en el noroeste argentino comenzó a fortalecerse en los últimos años, especialmente el estudio cuantitativo de la deformación, por lo cual todavía no existe una buena base de datos que permita una correcta comparación. No obstante, se destaca que los valores obtenidos en este trabajo caen en el rango de los valores adquiridos por los autores mencionados.

### ***9.3.2. Velocidades de superficie derivadas de GPS y distribución de la deformación: fajas plegadas y corridas de piel gruesa vs. piel fina***

Las Sierras Subandinas en el sector austral de Bolivia conforman una faja plegada de piel fina donde la deformación cuaternaria es acomodada en una zona angosta (20–40 km) del frente orogénico (Weiss *et al.* 2015). Los estudios sugieren que las tasas de acortamiento en escala de

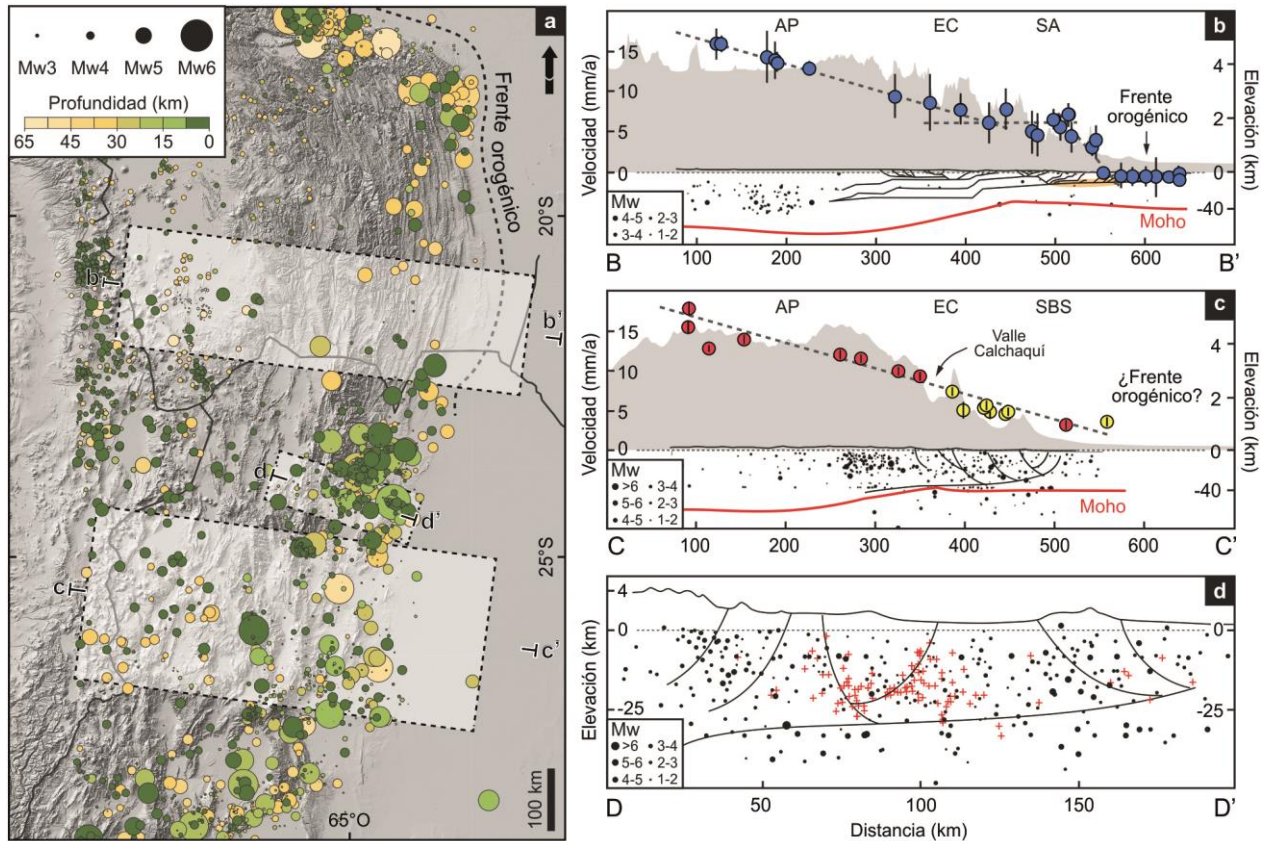


Figura 38: Secciones transversales a los Andes Centrales de Bolivia y el NOA compilando velocidades de superficie (GPS), datos sísmicos (*International Seismological Center, ISC*), estructuras y posición del MOHO (Mooney *et al.* 1998, Laske *et al.* 2013). (a) Ubicación de la secciones y sismicidad del NOA. (b) Altiplano y retroarco de los Andes Centrales Bolivianos. Se observan estructuras de la faja plegada y corrida de piel fina (basadas en Anderson *et al.* 2017), con un *décollement* superficial. El óvalo rojo muestra la posible ubicación del bloqueo en el *décollement*. Las velocidades de superficie corresponden a las de Weiss *et al.* (2016). También se muestra los eventos sísmicos. (c) Puna Argentina y retroarco de los Andes Centrales en el NOA. Se observa el perfil de velocidades obtenido en este trabajo con decrecimiento gradual hacia el este. Enseña estructuras esquemáticas del área con una falla de despegue ubicada entre los 20 y 30 km bajo SSB y de 30-40 km bajo CO. La sismicidad del área denota una corteza media superior activa. (d) Sismicidad en el área de Santa Bárbara Y Cordillera Oriental, las cruces rojas indican la ubicación de los microsismos publicados en Cahill *et al.* (1992) con la red sísmica PANDA, la cual registro desde 1987 a 1989. Los círculos negros representan ubicación y magnitud de los eventos sísmicos registrados por el centro sísmológico internacional (ISC) desde 1987 a 2017, y proyectados en un rango de 70 km al perfil de Cahill *et al.* (1992).





miles de años se encuentran en el mismo orden de magnitud que las determinadas mediante estudios geodésicos (Echavarría *et al.* 2003, Mugnier *et al.* 2006, Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2015, 2016) y que las pequeñas discrepancias pueden ser atribuidas a la noción de que las velocidades de GPS reflejan la deformación instantánea de los Andes, la cual incluye tanto la deformación inelástica (ej. permanente) como la deformación elástica, mientras que las tasas de acortamiento calculadas geológicamente registran únicamente la deformación permanente (Liu *et al.* 2000).

En el perfil septentrional de Bolivia, las velocidades horizontales de superficie reflejan un rápido decrecimiento en una corta distancia (Fig. 38), el cual fue interpretado como el resultado de una superficie de despegue basal bloqueada (Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2016). Este bloqueo es asociado a la acumulación de tensión elástica, la cual será eventualmente liberada durante un evento de deslizamiento y ruptura por una o más estructuras localizadas entre la parte inferior del bloqueo del *décollement* y el frente orogénico (Brooks *et al.* 2011, Weiss *et al.* 2015, 2016). En el sur de Bolivia, cerca del límite con Argentina, las velocidades son menores y el decrecimiento no es tan pronunciado como en el norte (Fig. 19). Weiss *et al.* (2016) sugiere que la diferencia de los perfiles norte y sur está asociada a la actividad reciente en las fallas en el interior de la cuña orogénica (ej. Mugnier *et al.* 2006), aunque sea incierto el comportamiento de dichas estructuras (sísmico o deformación asísmica continua) y/o a complicaciones debido a la presencia de múltiples *décollements*.

Más al sur, en la porción del orógeno de piel gruesa del noroeste argentino, la actividad cuaternaria en la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, asociada con la reactivación de las estructuras mesozoicas (Mon y Salfity 1995, Kley *et al.* 1999) y paleozoicas (Hongn *et al.* 2010) y la formación de nuevas estructuras dentro de los valles intermontanos, es ampliamente extendida y desigualmente distribuida tanto en tiempo como en espacio (Strecker *et al.* 2012, Casa *et al.* 2014, García *et al.* 2013a, b). Por ejemplo, el piedemonte de sierra León Muerto muestra tasas de acortamiento mínimas desde 0,42 a 1,64 mm/a y tasas máximas de acortamiento de 1,05 a 4,47 mm/a desde los  $212,4 \pm 20$  –  $147,9 \pm 10$  ka, mientras que en las Lomas de Medeiros, la tasa de



levantamiento para un rango de tiempo similar (300–100 ka, García *et al.* 2013a) es de 0,27 mm/a, lo cual indica actividad contemporánea, a tasas diferentes, en distintos valles intermontanos.

Para poder entender la acomodación de la deformación en los Andes Centrales del NOA, se pueden combinar las tasas de deformación en distintas escalas temporales (decenas de años a miles o cientos de miles de años). Los nuevos resultados del perfil de velocidades de superficie revelan decrecimiento gradual de las velocidades horizontales con movimiento del oeste al este hacia el antepaís (Fig. 38c). Por lo tanto, se sugiere en esta contribución, que esto refleja la deformación interna ampliamente distribuida en el orógeno, como ha sido propuesto anteriormente para el orógeno del sur de Perú-norte de Bolivia (Horton 1999). La deformación dentro de la cuña orogénica, causa alivio de la tensión acumulada a través de múltiples estructuras. La extensa distribución de la actividad sísmica en la cuña orogénica del NOA respalda esta interpretación (Fig. 38a y b).

Otra notable observación derivada del análisis de las velocidades de superficie, es que el llamado plateau de velocidades observado en Bolivia a través de la Cordillera Oriental (al oeste del decrecimiento abrupto de velocidades en los perfiles B-B' y C-C', Fig. 19), interpretado como la representación de la acumulación de la carga en la parte posterior de la cuña de piel fina (Weiss *et al.* 2016), no caracteriza al perfil de velocidades en el noroeste argentino. Esto es importante, ya que el decrecimiento gradual desde la fosa hacia el continente y la ausencia de un plateau de velocidades en el perfil del NOA indica cinemáticas diferentes y probablemente la ausencia de una falla de despegue en el sector superior de la corteza frágil (<15 km) para la cuña orogénica.

Para la cuña orogénica de piel gruesa del NOA, la naturaleza, comportamiento, posición e incluso la presencia de un *décollement* basal, son cuestiones sujetas a debate. Cahill *et al.* (1992) y Kley y Monaldi (2002) infieren la presencia de una falla de despegue basal a los 24°, ubicada entre los 20 y 25 km de profundidad, a través de la interpretación de datos estructurales y sísmicos. Recientemente Ibarra *et al.* (2019) han propuesto un modelo geodinámico basado en información geológica y geofísica mostrando que el esfuerzo en el orógeno de piel gruesa está concentrado entre los 30 y 40 km de profundidad, en la transición entre la corteza media e inferior. Este modelo concuerda con los datos sísmicos presentados por Zeckra (2020) que supone un espesor cortical de



45 km, con una concentración de eventos entre los 25–40 km de profundidad por debajo del Sistema de Santa Bárbara. De manera similar, hacia el sur del área de estudio, en las Sierras Pampeanas Septentrionales y Orientales, la interpretación de datos sísmicos, permite inferir el nivel de despegue de las estructuras de alto ángulo que involucran basamento entre los 20–25 km de profundidad (Alvarado y Ramos 2011, Richardson *et al.* 2012). Asimismo, en las Sierras Pampeanas Orientales, Perarnau *et al.* (2012) utilizando funciones de receptor local de alta frecuencia, localizan al nivel de despegue de las estructuras de alto ángulo entre 22 y 27 km de profundidad, donde la corteza sísmica tiene un espesor de 25 km (Alvarado *et al.* 2005) y una zona de mayor ductilidad entre los 25 a 35 km (profundidad de MOHO en Sierras Pampeanas orientales según Perarnau *et al.* 2012). Esto contrasta significativamente con la situación en la faja plegada y corrida de piel fina de Bolivia y el sector más septentrional de Argentina, donde los perfiles estructurales balanceados muestran un *décollement* de inclinación suave a profundidades mucho más superficiales, entre los 5 y 10 km en niveles dúctiles de las sedimentitas paleozoicas de la cuenca del Grupo Tarija, cuya paleogeografía controla la deformación a corto y largo plazo (Fig. 38b, Dunn *et al.* 1995, Echavarría *et al.* 2003, Uba *et al.* 2009, Anderson *et al.* 2017).

Modelos numéricos geodinámicos para el retroarco andino, muestran que el factor principal controlando la diferencia de estilos estructurales es el mayor esfuerzo litosférico en la litósfera superior entre el Altiplano y el antepaís boliviano comparado con la menor o más sutil diferencia entre el esfuerzo litosférico entre la Puna y su retroarco en el NOA (Sobolev y Babeyko 2005, Liu 2019). Esto es causado por una cobertura sedimentaria de mayor espesor en el antepaís boliviano (rocas paleozoicas a cenozoicas) la cual se adelgaza hacia el sur (Allmendinger *et al.* 1983, Pearson *et al.* 2013). Como consecuencia, la deformación en Bolivia ocurre a través de cizalla simple la cual genera una faja plegada y corrida de piel fina, mientras que en el retroarco de la Puna la deformación se manifiesta con cizalla pura que ocasiona una cuña orogénica de piel gruesa sobre una falla basal profunda. A su vez, el modelo numérico de Liu (2019), también supone la concentración del esfuerzo y el flujo de la deformación entre los 30 y 40 km de profundidad para el noroeste argentino, en concordancia con la propuesta de Ibarra *et al.* (2019).

En conjunto, el modelo geodinámico de Liu (2019) con las observaciones del estilo estructural del NOA caracterizado por fallas de alto ángulo doble vergentes, relacionadas con la inversión



tectónica de las estructuras del *rift* cretácico (Carrera *et al.* 2006, Carrera y Muñoz 2013), se interpreta que la cuña orogénica de piel gruesa en el retroarco de la Puna es el resultado de la combinación entre la deformación por cizalla pura generada como consecuencia de la delgada cubierta paleozoica, y las estructuras de alto ángulo doble vergentes reactivadas de un basamento altamente heterogéneo producto de orogenias previas (Hongn *et al.* 2010).

A partir de lo anteriormente expuesto, en este trabajo se sugiere que el progresivo decrecimiento de las velocidades GPS del NOA es el resultado de un nivel de *décollement* profundo, 20–30 km debajo del Sistema de Santa Bárbara a 30–40 km debajo de Cordillera Oriental donde alcanza el límite entre corteza media e inferior (Fig. 38c). Las estructuras de piel gruesa tendrían su raíz en dicho nivel de despegue, generando actividad continua, no-sistemática a lo ancho de la cuña orogénica de piel gruesa. Las estructuras cuaternarias dispersas en el NOA, son la expresión superficial de la actividad dispersa que observamos en el registro sísmico, lo cual indica que la actividad sísmica actual refleja, de algún modo, la ocurrida durante cientos de miles de años. En este contexto, los cambios de norte a sur observados en Bolivia representan la transición de un *décollement* bien definido, superficial (ubicado en la corteza frágil), que controla la acomodación y evolución del estilo tectónico en el norte de Bolivia, a una cuña orogénica de piel gruesa con un nivel de despegue no bloqueado (ubicado en la transición de la corteza media a inferior), donde el esfuerzo se libera a través del movimiento de numerosas estructuras distribuidas en la cuña orogénica.

Dado que la deformación en el NOA es acomodada por estructuras extensamente distribuidas en vez de en una estructura mayor que libera la tensión en un frente de deformación bien definido, una comparación directa de los valores de las tasas de acortamiento en escala de cientos de miles de años con las velocidades de superficie no es sencilla y probablemente no adecuada. Esto se debe a que el acortamiento horizontal total del orógeno resulta de la suma de los acortamientos horizontales de las fallas individuales en un cierto lapso. La comparación directa entre los valores a distintas escalas de tiempo es solo posible cuando las tasas milenarias se pueden calcular a partir del acortamiento acumulado en un perfil transversal. Sin embargo, los valores obtenidos en este trabajo dan información cuantitativa de la deformación en el depocentro de Cafayate, y se espera que con futuros trabajos en otras áreas se pueda conocer con mayor precisión la deformación



superficial a escala regional. Por el momento, debido a que la deformación se acomoda en estructuras de pequeña extensión (<1 km), ubicadas en el interior y en los bordes de los valles, y desigualmente distribuidas, y con falta de información cualitativa (extensión y cinemática de las estructuras) y cuantitativa (tasas de deformación) calcular el acortamiento en una sección transversal para el Cuaternario no es sencillo. No obstante, el cálculo del acortamiento en una sección transversal a la cuña orogénica es posible cuando este ha sido acumulado en millones de años. Por ejemplo, Pearson *et al.* (2013), presenta una sección transversal a la cuña orogénica del NOA abarcando la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara obteniendo tasas de acortamiento de 1,9 mm/a desde los 40 a los 12 Ma, 6,5 mm/a en Cordillera Oriental desde los 12 a los 4 Ma y de 5,3 mm/a para el Sistema de Santa Bárbara desde los 4 Ma al reciente. Estos valores son comparables a los obtenidos por GPS.

Las diferencias entre estilos de acomodación de la deformación entre la faja plegada y corrida de piel fina y gruesa en los Andes Centrales de Bolivia y el NOA, tiene un impacto al respecto de la amenaza sísmica y consecuentemente sobre el riesgo regional, tomando en cuenta las instalaciones de infraestructura y la densidad de población en las zonas urbanizadas de Cafayate y Salta. En las Sierras Subandinas bolivianas, trabajos recientes sugieren la posibilidad de eventos sísmicos poco frecuentes, pero de gran magnitud (>Mw 8,0), que podrían mover el sector entero del *décollement* bloqueado, similar a lo que ocurre a lo largo del frente orogénico de los Himalayas (Kumar *et al.* 2006, Bilham 2019, Wesnousky 2020). Cabe destacar que esta valoración del Sistema Subandino fue hecha con ausencia de investigaciones paleosismológicas y registros históricos de eventos sísmicos de gran magnitud y ruptura superficial. Por el contrario, la ausencia de grandes terremotos en el frente subandino fue basada en el gradiente rápido de velocidades de superficie, la desconcertante ausencia de sismicidad reciente (el estrés acumulado no está siendo liberado a través de terremotos de mediana a baja magnitud), y la continuidad a lo largo del rumbo de las estructuras del sistema de fallas del frente orogénico. En contraste, el noroeste argentino está caracterizado por frecuentes eventos sísmicos de magnitud baja a moderada (Mw 2–6,5) y en algunos casos destructivos (Zossi 1979). La sismicidad cortical ampliamente distribuida en combinación con las numerosas estructuras cuaternarias de longitud variada distribuidas en toda la región (también véase Arnous *et al.* 2020), y la ausencia de un gradiente de velocidad marcado



Programa Binacional de Doctorado en Riesgos Naturales  
y Estudios Geológicos de Campo



sugiere que terremotos de gran magnitud ( $> 6,5$  Mw) son menos probables en el NOA (ausencia de un *décollement* , superficial  $<15$  km), en contraste con el Sistema Subandino de Bolivia.



## 10. CONCLUSIONES

El estudio de los depósitos lacustres en el depocentro de Cafayate ha permitido desvelar los detalles acerca de los episodios sucesivos de endicamiento y desagote de la cuenca Calchaquí, así como distinguir con claridad los eventos tectónicos que la afectaron y modelar la deformación en secciones balanceadas. Los resultados de este trabajo mejoran el entendimiento acerca de cómo se acomoda la deformación a escala local y regional. Si bien, el principal resultado es el estilo estructural y la evolución cuaternaria del depocentro Cafayate, para dar una idea contextualizada regionalmente sobre la deformación, en este último capítulo se enumeran las principales conclusiones alcanzadas comenzando desde lo regional a lo local:

La deformación que caracteriza la cuña orogénica de piel gruesa del noroeste argentino es acomodada a través de estructuras dispersas con tasas de acortamiento que varían entre las diversas estructuras. El registro sísmico y microsísmico de la corteza superficial (ej. Cahill *et al.* 1992, ISC 2020, Zeckra 2020) sugiere que toda la cuña orogénica se encuentra activa. Esto es consistente con el nuevo perfil de velocidades de GPS, el cual muestra decrecimiento gradual de las velocidades horizontales de superficie, desde el oeste hacia el antepaís. Este patrón de velocidades ha sido interpretado para el sur de Perú-norte de Bolivia, como indicador de actividad tectónica en la cuña orogénica (Horton 1999). En este contexto, la actividad sísmica distribuida a lo largo de la cuña orogénica, produce la liberación de la tensión acumulada por medio de numerosas estructuras. Las evidencias en el NOA de estructuras cuaternarias en diferentes sectores (García *et al.* 2013 a, b, 2019 y Casa *et al.* 2014, Arnous *et al.* 2020) sugiere que la actividad sísmica actual del orógeno es un buen indicador del comportamiento en el pasado.

Muchas de las estructuras cuaternarias distribuidas en la cuña orogénica, se encuentran en el interior de los valles intermontanos (García *et al.* 2013 a, b, 2019, Casa *et al.* 2014 y este trabajo). En el sector central de los valles Calchaquíes, la actividad neotectónica se manifiesta en el interior del valle, afectando el relleno sedimentario cuaternario. El rumbo y la vergencia de las estructuras cuaternarias, están en congruencia con las estructuras previas que bordean el valle, resultando en estructuras N-S en el piedemonte de sierra León Muerto y NE-SO en el área de EL Mollar. Se



infiere que la deformación es causada por fallas de propagación que pueden modelarse con algoritmos de *trishear* que generan pliegues en la superficie.

De los datos estructurales, estratigráficos y morfotectónicos, se infiere que en la zona han ocurrido cinco episodios de deformación tectónica, con tasas de acortamiento acumuladas mínimas que varían entre 0,19 y 2,8 mm/a y tasas máximas que varían entre 0,2 y 4,47 mm/a. Estas tasas de acortamiento combinadas con las tasas de levantamiento y acortamiento obtenidas por autores previos en zonas aledañas (Ramos *et al.* 2006, García *et al.* 2013a, b, 2019), muestran una variedad de tasas de deformación en distintas estructuras menores distribuidas en los valles intermontanos. Algunos valles presentan estructuras con actividad contemporánea, lo cual está en congruencia con la dispersa actividad sísmica.

La correlación de columnas estratigráficas e interpretación del sector central de los valles Calchaquies reveló que el depocentro de Cafayate tuvo repetidas conexiones y desconexiones fluviales con el antepaís, lo que dio como resultado episodios sucesivos de agradación y erosión. Los múltiples depósitos lacustres generados por el endicamiento de la cuenca, alcanzaron distintas cotas lo cual, de acuerdo al modelo hidrológico de Bookhagen *et al.* (2001) y de Mey. *et al.* (2020) indican episodios de mayor humedad para las unidades U3, U4, U7, UF, UH y UK, y de condiciones similares o más cálidas/áridas para la unidad J, lo cual está en congruencia con el registro paleoclimático bentónico global y carbonático del lago Titicaca (Fritz *et al.* 2007).

A partir del estudio tectónico estratigráfico de los sedimentos cuaternarios del depocentro de Cafayate, con énfasis en los depósitos lacustres, en esta contribución se dan a conocer, al menos cinco episodios de deformación neotectónica, múltiples eventos de agradación y erosión y se infieren a partir de la cota original de los depósitos lacustres diferenciados (altura máxima, luego de la restauración a la horizontal de los depósitos deformados) condiciones paleoclimáticas para el Pleistoceno medio–tardío al Holoceno.





---

## AGRADECIMIENTOS

El proyecto de investigación de esta tesis fue financiado principalmente por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (CONICET), por los proyectos de cooperación internacional Argentina-Alemania: DAHZ/CUAA, STRATEGY (Research training Group: Surface processes, tectonics and georesources), y financiamiento de estadías en la Universidad de Potsdam por parte del Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD). También se agradece a los proyectos IBIGEO-PUE, PICT-1928 y CIUNSa-2336, con los cuales se financió herramientas de trabajo y campañas de campo. También quisiera agradecer a El Sistema Provincial de Áreas Protegidas de Salta (SIPAP) por permitirme realizar el trabajo de campo en la Reserva de las Conchas.

Agradezco a mis directores Fernando Hongn y Manfred Strecker, por las enseñanzas impartidas, las guías y las oportunidades que me brindaron para realizar esta investigación, y la libertad que me otorgaron para desarrollar mi propio camino de aprendizaje. Los conocimientos que recibí de ellos fueron de gran valor para la confección de esta tesis. También quisiera agradecer a mi comisión de seguimiento, especialmente a Antonio Gutiérrez, mi co-director, por sus comentarios e ideas aportados para esta tesis.

Agradezco a los miembros del tribunal, la Dra. Galli y los Drs. Gavriloff y Bookhagen por la lectura crítica del manuscrito y porque sus aportes ayudaron a mejorarlo.

Agradezco a las instituciones que me otorgaron las herramientas y equipos para la realización de esta investigación: Instituto de Bio y Geociencias del NOA, Universidad de Potsdam y Universidad Nacional de Tucumán.

Agradezco profundamente a mis compañeros, colegas y amigos, Leonardo Elías, Germán Aranda y Leonardo Escalante, por su incansable ayuda, viajes de campo, opiniones, ideas y apoyo, y en especial por la amistad y risas que me brindaron que hicieron este camino más ameno y muy especial. Quiero dedicarle un agradecimiento muy especial a mis compañeros de STRATEGY con los cuales compartimos numerosas discusiones fructíferas y trajeron un gran enriquecimiento profesional y personal y del cual surgieron sinceras amistades. Especialmente quiero agradecerle a Valentina Cortassa cuya amistad y aliento me motivaron a finalizar esta investigación. Además,



quiero enfatizar que el proyecto de Strategy nos brindó un marco de numerosos medios de formación y la posibilidad de aprender en un contexto multicultural, de lo cual estoy muy agradecida.

Agradezco al personal de apoyo del IBIGEO, quienes proporcionaron numerosas herramientas necesarias para esta tesis y su acompañamiento y colaboración en viajes de campo. Quiero agradecer a Verónica Torres y Gabriela Da Poian, quienes facilitaron la asistencia a cursos y congresos, organización de financiamiento para viajes de campo y dataciones, y facilitaron enormemente las tareas administrativas.

*I want to give a very special thanks to my husband, Sandro, for his love, immense support, for being my rock when everything was shaking, and for his company during this whole process.*

Finalmente quiero agradecer a mi familia y amigos por su apoyo e interés en mi investigación, y por siempre alentarme a alcanzar mi máximo potencial.



---

## REFERENCIAS

Aceñolaza, F. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noronorte Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2:755-764, Caracas.

Al-Masrahy, M. A. y Mountney, N. P. 2015. A classification scheme for fluvial–aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research* 17: 67-88. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.01.010>

Allen, P. A., Homewood, P. y Williams, G. D. 1986. *Foreland Basins: An Introduction*. Foreland Basins. International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications: 462 p., Oxford.

Allmendinger, R. W. 1998. Inverse and Forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17: 640–656. <https://doi.org/10.1029/98TC01907>

Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M. y Isacks, B. L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2(1): 1-16. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00001>

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25(1): 139-174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. y Fisher, D. M. 2011. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press: 289p., New York. ISBN 978-1-107-01200-4.

Alvarado, P. y Ramos, V. 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modeling. *Journal of Geodynamics* 51(4):205–218. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.08.002>



Alvarado, P., Machuca, B. y Beck, S. 2005. Comparative seismic and petrographic crustal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas region (31°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 787–796.

Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K. y Messerli, B. 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29 S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172(3-4): 313-326. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00306-6)

Amsler, M. L., Ramonell, C. G. y Toniolo, H. A. 2005. Morphologic changes in the Parana River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century. *Geomorphology* 70: 257–278. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.008>

Anderson, R. B., Long, S. P., Horton, B. K., Calle, A. Z. y Ramirez, V. 2017. Shortening and structural architecture of the Andean fold-thrust belt of southern Bolivia (21 S): Implications for kinematic development and crustal thickening of the central Andes. *Geosphere* 13(2): 538-558. <https://doi.org/10.1130/GES01433.1>

Aramayo, A. J. 2015. Migraciones espacial y temporal de la deformación y sedimentación cenozoicas en el tramo medio de los valles Calchaquíes (Hualfín-Pucará-Angastaco-San Lucas), provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 354 p., Salta.

Aramayo, A. J., Hongn, F. D., y del Papa, C. E. 2017a. Acortamiento paleógeno en el tramo medio de los valles Calchaquíes: depositación sintectónica de la Formación Quebrada de los Colorados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(4): 524-536.

Aramayo, A. J., Guzmán, S., Hongn, F. D., del Papa, C. E., Montero-López, C. y Sudo, M. 2017b. A Middle Miocene (13.5–12 Ma) deformational event constrained by volcanism along the Puna-Eastern Cordillera border, NW Argentina. *Tectonophysics* 703: 9-22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.018>



Aranda-Viana, R. G. 2016. Neotectónica del borde nororiental del valle de Pucara, valles Calchaquíes, Provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inérita), 100 p., Salta.

Aranda-Viana, R. G., Zeckra, M., Arnous, A., Aramayo, A. J., Hongn, F. D. y Strecker, M. R. 2018. Evidences of Quaternary deformation in the Candelaria fault, Salta Province, Argentina. 17° Reunión de Tectónica, Resúmenes 49, La Rioja.

Arnadottir, T. y Segall, P. 1994. The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B11): 21835-21855. <https://doi.org/10.1029/94JB01256>

Arnous, A., Zeckra, M., Venerdini, A., Alvarado, P., Arrowsmith, R., Guillemoteau, J., Landgraf, A., Gutiérrez, A. y Strecker M. R. 2020. Neotectonic activity in the low-strain broken foreland (Santa Bárbara system) of the northwestern Argentinean Andes (26 S). *Lithosphere* 2020(1), 8888588. <https://doi.org/10.2113/2020/8888588>

Baker, P. A. y Fritz, S. C. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews* 124: 31-47. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.011>

Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Lowenstein, T. K., Bacher, N. P. y Veliz, C. 2001. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* 409(6821): 698-701. <https://doi.org/10.1038/35055524>

Baldi, P. y Unguendoli, M. 1987. Geodetic networks for crustal movements studies. En: Turner S. (ed.), *Applied Geodesy. Lecture Notes in Earth Sciences* 12:135-161. Springer, Berlin, Heidelberg.



Baldis, B., Gorroño, A., Ploskiewicz, J. y Sarudiansky, R. 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:3-22. Buenos Aires.

Ballato, P., Brune, S. y Strecker, M. R. 2019. Sedimentary loading–unloading cycles and faulting in intermontane basins: Insights from numerical modeling and field observations in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 506: 388-396. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.043>

Barcelona, H., Peri, G., Tobal, J., Sagripanti, L. y Favetto, A. 2014. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Candelaria range, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 376-395. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.10.002>

Bianchi, A. R. y Yáñez, C. 1992. Las precipitaciones del noroeste argentino. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 388 p. Salta, Argentina.

Bilham, R. 2019. Himalayan earthquakes: a review of historical seismicity and early 21st century slip potential. En: Treloar, P. y Searle, M. (eds): *Himalayan Tectonics: A Modern Synthesis* Geological Society, London, Special Publications 483: 423-482. <https://doi.org/10.1144/SP483.16>

Bilham, R. y England, P. 2001. Plateau ‘pop-up’ in the great 1897 Assam earthquake. *Nature* 410: 806 – 809. <https://doi.org/10.1038/35071057>

Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras* 7: 2-14.

Bookhagen, B. y Strecker, M. R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* 35(6), L06403. <https://doi.org/10.1029/2007GL032011>



Bookhagen, B., Haselton, K. y Trauth, M. H. 2001. Hydrological modelling of a Pleistocene landslide-dammed lake in the Santa María Basin, NW Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 169(1-2): 113-127. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00221-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00221-8)

Bossi, G. E. 1984. Terciario. En: Aceñolaza, F. G., Bossi, G. y Toselli, A. J. (Eds.) *Geología de Tucumán*. Publicación Especial del Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán: 67-80, San Miguel de Tucumán.

Bossi, G. y Palma, R. M. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I, 155-172, Buenos Aires.

Bossi, G. E., Muruaga, C. M., Sanagua, J. G., Hernando, A. y Ahumada, A. 1993. Geología y estratigrafía de la cuenca Neógena Santa María-Hualfín (Departamentos Santa María y Belén, Provincia de Catamarca). 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 156-165. Mendoza.

Bossi, G. E., Gavriloff, I. J. C. y Esteban, G. 1998. Terciario, estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía. *Geología de Tucumán*. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, 87-108. Tucumán.

Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Gavriloff, I. J., Ibañez, L. M. y Muruaga, C. M. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7): 725-734. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00058-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00058-X)

Bromley, R. M., Schaefer, J. M., Hall, B. L., Rademaker, K. M., Putnam, A. E., Todd, C. E., Hegland, M., Winckler, G., Jackson, M. S. y Strand, P. D. 2016. A cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  chronology for the local last glacial maximum and termination in the Cordillera Oriental, southern Peruvian



---

Andes: Implications for the tropical role in global climate. *Quaternary Science Reviews* 148: 54-67. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.010>

Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley Jr, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Muturana, R. y Araujo, M. 2003. Crustal motion in the southern Andes (26°–36° S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10), 1085. <https://doi.org/10.1029/2003GC000505>

Brooks, B. A., Bevis, M., Whipple, K., Arrowsmith, J. R., Foster, J., Zapata, T., Kendrick, E., Minaya, E., Echalar, A., Blanco, M., Euillades, P., Sandoval, M. y Smalley, R. J. 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the Central Andean backarc. *Nature Geoscience* 4 (5):1–4. <https://doi.org/10.1038/ngeo1143>

Buchanan, P. G. 1991. Geometries and kinematic analysis of inversion tectonics from analogue model studies. Tesis doctoral, Universidad de Londres (inérita), 416 p. London.

Buchanan, P. G. y McClay, K. R. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems. En: Cobbold, P. R. (ed.), *Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation*. *Tectonophysics* 188 (1-2): 97-115. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90317-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90317-1)

Bull, W.B. 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains*. Blackwell Publishing, 328 p., Oxford.

Bull, W. B. y McFadden, L. M. 1977. Tectonic geomorphology north and south of Garlock Fault, California. En: Doehring, D. O. (Ed.) *Geomorphology in Arid Regions*. Eighth Annual Geomorphology Symposium, SUNY, 115-138, Binghampton, Estados Unidos de América.

Bull, W. B. y Wallace, R. E. 1985. Tectonic geomorphology. *Geology* 13: 216-217.





Burbank, D. W. y Anderson, R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science: 273 p., Malden.

Busk, H. G. 1929. *Earth flexures*, Cambridge University Press: 106 p., Cambridge.

Butler, R. F., Marshall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G. H. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca Province, NW Argentina. *Journal of Geology* 92(6): 623-636.

Büttner, S. H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83(1-2): 143-181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.006>

Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J. y Jain, M. 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* 44(5-6): 560-565. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.02.007>

Bywater-Reyes, S., Carrapa, B., Clementz, M. y Schoenbohm, L. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). *Geology* 38: 235–238. <https://doi.org/10.1130/G30532.1>

Cahill, T., Isacks, B. L., Whitman, D., Chatelain, J. L., Perez, A. y Chiu, J. M. 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, northwestern Argentina. *Tectonics* 11(5): 944-959. <https://doi.org/10.1029/92tc00215>

Carrapa, B. y DeCelles, P. G. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27, TC1015. <https://doi.org/10.1029/2007TC002127>



Carrapa, B. y DeCelles, P. G. 2015. Regional exhumation and kinematic history of the Central Andes in response to cyclical orogenic processes. *Geological Society of America Memoirs* 212: 201-213. <https://doi.org/10.1130/MEM212>

Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G. E., Mortimer, E., Sobel, E. R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern Central Andes. *Tectonics* 24(4), TC4011. <https://doi.org/10.1029/2004TC001762>

Carrapa, B., Trimble, J. y Stockli, D. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30, TC3003. <https://doi.org/10.1029/2010TC002707>

Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459 (1-4): 107-122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.068>

Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). *Geological Society of London, Special Publications* 377 (1): 77-100. <https://doi.org/10.1144/sp377.2>

Carrera, N., Muñoz, J. A., Sàbat, F., Roca, E. y Mon, R. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28 (11): 1921–1932. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.006>

Casa, A., Yamin, M., Wright, E., Costa, C., Coppolecchia, M., Cegarra, M. y Hongn, F. D. 2014. Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, DVD (2). (acceso web: <http://sig.segemar.gov.ar/>).



Castino, F., Bookhagen, B. y Strecker, M. R. 2017. Rainfall variability and trends of the past six decades (1950–2014) in the subtropical NW Argentine Andes. *Climate Dynamics* 48(3-4): 1049-1067. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3127-2>

Cavazza, W. 1989. Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. *Sedimentology* 36(6): 1077-1090. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01543.x>

Chamberlin, R. T. 1919. A peculiar belt of oblique faulting. *Journal of Geology* 27(8): 602-613.

Chapple, W. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* 89: 1189-1198.

Cheloni, D. 2008. Estimating crustal deformation from geodetic data. Tesis doctoral, Università degli studi di Bologna Dipartimento di Física, 135 p., Bologna.

Childs, C., Watterson, J. y Walsh, J. J. 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society London* 152(3): 535-549. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.3.0535>

Coppus, R. e Imeson, A. C. 2002. Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semiarid subandean valley. *Earth Surface Processes and Landforms. The Journal of the British Geomorphological Research Group* 27(13): 1365-1375. <https://doi.org/10.1002/esp.435>

Costa, C. 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 358 p., San Luis.

Costa, C. 2004. Microtectónica en el Cuaternario? Métodos y aplicaciones de la Paleosismología. *Revista Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 7: 9-19.



Costa, C. H., Owen, L. A., Ricci, W. R., Johnson, W. J. y Halperin, A. D. 2018. Holocene activity and seismogenic capability of intraplate thrusts: Insights from the Pampean Ranges, Argentina. *Tectonophysics* 737: 57-70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.002>

Coutand I., Cobbold, P., de Urreiztífeta, M., Gautier, P, Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E. A. y López-Gamundí, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20(2): 210-234. <https://doi.org/10.1029/2000TC900031>

Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A. K., Sobel. E. R. y Strecker, M. R. 2006. Orogenic plateau formation and lateral growth of compressional basins and ranges: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the Angastaco Basin, NW-Argentina. *Basin Research* 18: 1–26.

Cristallini, E., Cominguez, A. H. y Ramos, V. A. 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (5-6): 403-421. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00026-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00026-6)

Cristallini, E. O., Comnguez, A. H., Ramos, V. A. y Mercerat, E. D. 2004. Basement Double-wedge Thrusting in the Northern Sierras Pampeanas of Argentina (27S) - Constraints from Deep Seismic Reflection. En: McClay, K. R. (ed), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82: 65-90.

Cruz, F. W. J., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Silva Dias, P. L. y Viana, O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434(7029): 63-66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>

Currey, D. R. 1983. Lake Bonneville, selected features of relevance to neotectonic analysis. U.S. Geological Survey Open-File Report 82-1070: 30 p. <https://doi.org/10.3133/ofr821070>



Currey, D. R. 1990. Quaternary palaeolakes in the evolution of semidesert basins, with special emphasis on Lake Bonneville and the Great Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76(3-4): 189-214.

Dahlstrom, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6(4): 743-757. <https://doi.org/10.1139/e69-069>

D'Arcy, M., Schildgen, T. F., Strecker, M. R., Wittmann, H., Duesing, W., Mey, J., Tofelde, S., Weissmann, P. y Alonso, R. N. 2019. Timing of past glaciation at the Sierra de Aconquija, northwestern Argentina, and throughout the Central Andes. *Quaternary Science Reviews* 204: 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.022>

de Paor, D. G. 1998. Balanced sections in thrust belts. Part I: Construction. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 72: 73-90. <https://doi.org/10.1306/703C81CD-1707-11D7-8645000102C1865D>

DeCelles, P. G. y Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8 (2): 105–123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>

Décima S. 2019. Estructura de niveles lacustres cuaternarios en el tramo inferior del río Las Viñas, Valles Calchaqués, Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 77 p., Salta.

Deeken, A., Sobel, E. R., Coutand, I., Haschke, M., Riller, U. y Strecker, M. R. 2006. Development of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From Early Cretaceous extension to Middle Miocene shortening. *Tectonics* 25, TC6003. <https://doi.org/10.1029/2005TC001894>



del Papa, C. E., Hongn, F. D., Petrinovic, I. A. y Domínguez, R. 2004. Evidencias de deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24,35 S-66,12 O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(3): 506-509.

del Papa, C., Hongn, F. D., Mon, R., Powell, J. y Petrinovic, I. 2005. Stratigraphy and syndepositional structures of the basal foreland deposits in the northern valle Calchaquí, NW Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts 215-217. Barcelona.

del Papa, C., Hongn, F. D., Powell, J., Payrola-Bosio, P., Do Campo, M., Strecker, M. R., Petrinovic, I., Schmitt, A. K. y Pereyra R. 2013a. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research* 25 (5): 574-593. <https://doi.org/10.1111/bre.12018>

del Papa, C., Hongn, F. D., Bosio, P. P., Powell, J., Deraco, V. y Herrera, C. 2013b. Relaciones estratigráficas de las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), valles Calchaquíes, Salta (Argentina): Significado en el análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 20(1): 51-64.

Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. y Monfret, T. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99(1): 87-94. <https://doi.org/10.1785/0120080192>

Dermanis, A. y Livieratos, E. 1983. Applications of deformation analysis in geodesy and geodynamics. *Reviews of Geophysics* 21(1): 41-50.

Díaz, A. 2013. Sismoestratigrafía, controles en la sedimentación y análisis paleoambiental del Grupo Santa María (Mioceno) en el valle de Santa María, Salta. Seminario, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 52 p. Tucumán.



Díaz, J. I. 1987. Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida por los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas (Provincia de Salta). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 122 pp. Tucumán.

Díaz, J. I. y Malizzia, D. C. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (departamento de San Carlos, provincia de Salta). Boletín Sedimentológico 2: 8-28.

Díaz, J. y Miserendino Fuentes, A. 1988. El ámbito deposicional y tectónico del Grupo Payogastilla (Provincia de Salta), República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 87-103, Santiago de Chile.

Díaz, J., Malizzia, D. y Bossi, G. 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla (Terciario Sup.). 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 113-117, San Juan.

Díaz, M. 2015. Estratigrafía y tectónica de la región de Purmamarca, Cordillera Oriental, Jujuy. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 70 p., Salta.

Doughty, M., Eyles, N. y Daurio, L. 2010. Ongoing Neotectonic Activity in the Timiskaming-Kipawa Area of Ontario and Québec. Geoscience Canada 37(3): 109-116.

Doughty, M., Eyles, N. y Eyles, C. 2013. High-resolution seismic reflection profiling of neotectonic faults in Lake Timiskaming, Timiskaming Graben, Ontario-Quebec, Canada. Sedimentology 60(4): 983-1006. <https://doi.org/10.1111/sed.12002>

Doughty, M., Eyles, N., Eyles, C. H., Wallace, K. y Boyce, J. I. 2014. Lake sediments as natural seismographs: earthquake-related deformations (seismites) in central Canadian lakes. Sedimentary Geology 313: 45-67. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.09.001>



Dumont, J. F. 1993. Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Perú. *Tectonophysics* 222(1): 69-78. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90190-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90190-U)

Dumont, J. F., Deza, E. y Garcia, F. 1991. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *Journal of South American Earth Sciences* 4(4): 373-381. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90008-9)

Dunn, J. F., Hartshorn, K. G. y Hartshorn, P. W. 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia, En: Tankard, A. J., Suárez S. R. y Welsink, H. J. (Eds.) *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62*: 523–543.

Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R. y Reynolds, J. 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 87 (6): 965-985. <https://doi.org/10.1306/01200300196>

Elías, L. I., García, V. H. y Montero-López, C. 2018. Tectónica cuaternaria del segmento sur del valle de Lerma, provincia de Salta. 18° Reunión de Tectónica, Resúmenes p. 65, La Rioja.

England, P. y Jackson, J. 2011. Uncharted seismic risk. *Nature Geoscience* 4(6): 348-349. <https://doi.org/10.1038/ngeo1168>

Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19(6): 617-620. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>

Escalante, L. 2015. Neotectónica del área de Angastaco, valles Calchaquíes, provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inérita), 91p., Salta.





Escalante, L., Aranda-Viana R. G., Figueroa S. y Hongn F. D. 2016. Deformación cuaternaria en el valle Calchaquí, Salta. Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, p. 59, Santiago de Chile.

Escalante, L., Figueroa S., Hongn F. D. y Strecker M. R. 2017. Quaternary deformation in the Payogasta-Palermo area, Calchaquí Valley, Eastern Cordillera, NW Argentina. Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Sciences. University of Giessen, Germany. Abstract, 96, Giessen.

Figueroa, S., 2015. Neotectónica del borde noroeste del Parque Nacional Los Cardones y áreas aledañas. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 102 p., Salta.

Figueroa, S., Escalante, L., Hongn F. D. y Strecker M. R. 2017. Deformación tectónica holocena en la transición entre las Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental, valle de Cafayate (26°00' – 25°50' lat., 66°00' -65°50' long.), Salta, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas: 62-68, San Miguel de Tucumán, Argentina.

Figueroa, S., Escalante, L., Hongn, F. D. y Strecker, M. R. 2018. Holocene shortening in the transition between the Pampean Ranges and the Eastern Cordillera, Calchaquí Valley, Argentina. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 20, EGU2018-5349-1, Vienna.

Figueroa, S., Weiss, J., Hongn, F. D., Elias, I. L., Escalante, L., Aranda-Viana, R. G. y Strecker M. R. 2019. Late Pleistocene to Recent shortening rates in the broken foreland of NW Argentina: New observations from the intermontane Calchaquí valley. 25th Latin-American Colloquium of Geosciences, Abstracts 42p., Hamburg, Germany.

Figueroa, S., Weiss, J. R., Hongn, F. D., Pingel, H., Escalante, L., Elías, I. L., Aranda-Viana, R. G. y Strecker, M. R. 2020. Late Pleistocene to recent deformation in the thick-skinned fold-and-thrust belt of northwestern Argentina (central Calchaquí Valley, 26°S). *Tectonics* 40, e2020TC006394. <https://doi.org/10.1029/2020TC006394>



Flint, J. J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research* 10(5): 969-973. <https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969>

Forte, A. M. y Whipple, K. X. 2018. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters* 493: 102-117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026>

Forte, A.M., Whipple, K.X., Cowgill, E., 2015. Drainage network reveals patterns and history of active deformation in the eastern Greater Caucasus. *Geosphere* 11(5): 1343–1364. <https://doi.org/10.1130/GES01121.1>.

Frenguelli J. 1936. Investigaciones geológicas en las zonas aledañas del valle de Santa María. *Obras del Cincuentenario del Museo de La Plata II*: 215-572, Buenos Aires.

Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H. y Edwards, R. L. 2007. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research* 68(3): 410-420. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.008>

Gallardo, E. 1988. Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 435- 444.

Gallardo E. F., Aguilera N. G., Davies D. A. y Alonso N. R. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia-Tarija, *Memorias*: 483-493, Bolivia.

Galli C. I. y Hernández R. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 34(2): 167-184.



Galli, C. I., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J. G., Idleman, B. y Barrientos, C. 2011a. Proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 263-278.

Galli, C.I.; Anzótegui, L.M.; Horn, M.Y.; Morton, L.S. 2011b. Paleoambiente y Paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), provincia de Salta, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 161-174.

Galli, C. I., Coira, B., Alonso, R., Reynolds, J., Matteini, M. y Hauser, N. 2014. Tectonic controls on the evolution of the Andean Cenozoic foreland basin: Evidence from fluvial system variations in the Payogastilla Group, in the Calchaquí, Tonco and Amblayo Valleys, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 234-259. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.03.003>

Galván, A. F. 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e, Cafayate. Boletín Servicio Geológico Nacional, 177p., Buenos Aires.

Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. J. 1963. Geología del valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Acta Geológica Lilloana* 7: 217-230.

García, V., Robinson, R. A., Hongn, F. D., Cristallini, E. O., Yagupsky, D. L., Winocur, D. y Vera, D. R. 2013a. Late Quaternary uplift rate of Lomas de Carabajal, Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. Insights from structural analysis and OSL dating. Actas CD, Aachen, Alemania. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology, Actas CD, Aachen, Alemania.

García, V. H., Hongn, F. D. y Cristallini, E. O. 2013b. Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: clues from Lomas de



Medeiros, Cordillera Oriental, NW Argentina. Tectonophysics, 608, 1238-1253.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.021>

García, V. H., Casa, A., Hongn, F. D., Figueroa, S., Aranda-Viana, R. G., Escalante, L., Montero-López, C., Yamin, M., Amengual, R. y Aramayo, A.J. 2017. Deformación cuaternaria. Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 624-645, Tucumán.

García, V. H., Hongn, F. D., Yagupsky, D., Pingel, H., Kinnaird, T., Winocur, D., Cristallini, E., Robinson, R. y Strecker, M. R. 2019. Late Quaternary tectonics controlled by fault reactivation. Insights from a local transpressional system in the intermontane Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. Journal of Structural Geology 128, 103875.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103875>

Georgieff, S. M. 1998. Análisis paleoambiental de la porción inferior de la Formación Andalhuala en la zona central del valle de Santa María. Tesis de doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 260 p., Tucumán.

Georgieff, S. M., y Díaz, A. 2014. Modelo paleoambiental de la Formación Las Arcas (Mioceno Superior), quebrada del Mal Paso, valles Calchaqués del sur de Salta. Reunión Argentina de Sedimentología: 114, Chubut.

Gilbert, G. K. 1890. Lake Bonneville. United States Geological Survey 1, 438p.

Góngora, J. M. 2015. Modelado geoquímico de los depósitos deltaicos de la Formación San José, Mioceno Medio, valle de Santa María, Salta. Seminario, Universidad Nacional de Tucumán (Inédita), 64 p., Tucumán.



Gonzáles, O. y Barreñada, O. 1993. Geología y estructura de las nacientes del río Amaicha y El Infiernillo, provincia de Tucumán. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 72-81, Mendoza.

Gonzáles, O., Viruel, M. E., Mon, R., Tchiliguirian, P. y Barber, E. 2000. Hoja Geológica 2766-II, San Miguel de Tucumán (provincias de Tucumán, Catamarca, Salta y Santiago del Estero). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 245, 124 p., Buenos Aires.

González Bonorino, G.G. y Abascal, L. D. 2012. Drainage and base-level adjustments during evolution of a late Pleistocene piggyback basin, Eastern Cordillera, Central Andes of northwestern Argentina. Geological Society of America Bulletin 124: 1858–1870. <https://doi.org/10.1130/B30395.1>

Grier, M. E., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 4(4): 351–372. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90007-8)

Gubbels, T. L., Isacks, B. L. y Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. Geology 21(8): 695-698. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0695:HLSPUA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0695:HLSPUA>2.3.CO;2)

Guzmán, S. 2009. Petrología y relaciones tectono-magmáticas del Complejo Volcánico cerro Tipillas-Pucarilla, provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), 220p., Salta.

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



Hack, J. T. 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. Theories of landform development 1: 87-102.

Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). Tectonics 30 (2), TC2006. <https://doi.org/10.1029/2010tc002703>

Hayes, G. P., Bergman, E., Johnson, K. L., Benz, H. M., Brown, L. y Meltzer, A. S. 2013. Seismotectonic framework of the 2010 February 27 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake sequence. Geophysical Journal International 195(2): 1034-1051. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt238>

Hermanns, R. y Niedermann, S. 2011. Late Pleistocene-early Holocene paleoseismicity deduced from lake sediment deformation and coeval landsliding in the Calchaquíes valleys, NW Argentina. Geological Society of America Special Paper 479: 181-194. [https://doi.org/10.1130/2011.2479\(08\)](https://doi.org/10.1130/2011.2479(08))

Hermanns, R. L. y Strecker, M.R. 1999. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (*sturzstroms*) in arid northwestern Argentina. Geological Society of America Bulletin 111 (6): 934-948. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0934:salcol>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0934:salcol>2.3.co;2)

Hermanns, R. L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S. y Kubik, P. W. 2004. Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina). Evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. Landslides 1 (2): 113–122. <https://doi.org/10.1007/s10346-004-0013-5>

Hermanns, R. L., Niedermann, S., Villanueva Garcia, A. y Schellenberger, A., 2006. Rock avalanching in the NW Argentine Andes as a result of complex interactions of lithologic, structural and topographic boundary conditions, climate change and active tectonics, in Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A. L. y Hermanns, R. L. (Eds.). Massive Rock Slope Failure: New



---

Models for Hazard Assessment: NATO Science Series 49, Springer, 497–520 p. Dordrecht, the Netherlands.

Hilley, G. E. y Strecker, M. R. 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 117(7-8): 887–901. <https://doi.org/10.1130/b25602.1>

Hongn, F. D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(3-4): 256-268.

Hongn, F. D. y Riller, U. 2007. Tectonic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in northwest Argentina. *The Journal of Geology* 115(2): 163-180.

Hongn, F. D y Seggiaro, R. E. 1998. Estructuras del basamento y su relación con el rift cretácico, valles Calchaqués, Provincia de Salta. 10° Congreso Latinoamericano Geológico, Actas 2, 4-9, Buenos Aires.

Hongn F. D. y Seggiaro R. E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 87 p. Buenos Aires.

Hongn, F. D., del Papa, C., Petrinovic, I., Mon, R. y Powell, J. 2006a. Sedimentación sintectónica en la base del Grupo Payogastilla (Paleógeno?-Neógeno), valle Calchaquí norte, Salta. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie D N10*, 84–90.

Hongn F. D., Mon R., del Papa C., Petrinovic I. y Powell J. 2006b. Herencia de anisotropías del basamento en las cuencas de rift cretácico y antepaís cenozoico en el noroeste argentino. 13° Reunión de Tectónica, Actas en CD, San Luis.



Hongn, F. D., del Papa, C. D., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23-26 S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35(3): 271-274. <https://doi.org/10.1130/G23189A.1>

Hongn, F. D., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C. y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1): 38-53.

Hongn, F. D., del Papa, C., Powell, J., Payrola-Bosio, P., Petrinovic, I. y Mon, R. 2011. Fragmented Paleogene foreland basin in the valles Calchaquíes, NW of Argentina. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, 189-209.

Hongn, F. D., Amengual, R., García, V. H., Yamin, M. y Casa, A. 2014. Neotectónica del valle Calchaquí Calchaquí, Salta. 19° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes T6-10. Córdoba.

Horton, B. K. 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the Central Andes. *Tectonics* 18, 1292-1304. <https://doi.org/10.1029/1999tc900051>

Horton, B. K. y DeCelles, P. G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 25: 895–898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)

Howard, A. y Kerby, G. 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94: 739-752. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2)





Hubbard, J., Barbot, S., Hill, E. M. y Tapponnier, P. 2015. Coseismic slip on shallow décollement megathrusts: implications for seismic and tsunami hazard. *Earth-Science Reviews* 141: 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.003>

Iaffa, D. N., Sàbat, F., Muñoz, J. A., Mon, R. y Gutierrez, A. 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 33(12): 1816-1828. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.09.005>

Iaffa, D. N., Sabat, F., Muñoz, J. A. y Carrera, N. 2013. Basin fragmentation controlled by tectonic inversion and basement uplift in Sierras Pampeanas and Santa Bárbara System, northwest Argentina. *Geological Society London, Special Publications* 377(1): 101-117. <https://doi.org/10.1144/SP377.13>

Ibáñez, L. 2000. Análisis paleoambiental de la Formación Chiquimil en el valle de Santa María, Catamarca, Tucumán, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 199 p. Tucumán.

Ibarra, F., Liu, S., Meeßen, C., Prezzi, C. B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M., Sobolev, S. y Strecker, M. R. 2019. 3D data-derived lithospheric structure of the Central Andes and its implications for deformation: Insights from gravity and geodynamic modelling. *Tectonophysics* 766: 453–468. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.06.025>

Jezek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. *El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino. Serie Correlación Geológica* 4: 9-36.

Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.H., Colose, C., Brunstein, D., He, F., Khodri, M., Bourles, D.L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J.L., Fonseca, H., Liu, Z. y Otto Bliesner, B.L. 2014. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature* 513(7517): 224-228. <https://doi.org/10.1038/nature13546>



Jordan, T. E. y Allmendinger, R. W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286(10): 737-764.

Jordan T. y Alonso R. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 South latitude. *AAPG Bulletin* 71(1): 49-64. <https://doi.org/10.1306/94886D44-1704-11D7-8645000102C1865D>

Jordán, 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(3): 341-361. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<341:ATRTRGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTRGO>2.0.CO;2)

Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H. y Edwards, R. L. 2012. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science* 335(6068): 570-573. <https://doi.org/10.1126/science.1213397>

Keller, E. A. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. *Active Tectonics* 1:136-147.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E. y Fortes, L. P. S. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16(2): 125-131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)

Kirby, E. y Whipple, K. X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44: 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>

Kleinert, K. y Strecker, M. R. 2001. Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa Maria basin, northwestern



---

Argentina. Geological Society of America Bulletin 113(6): 728-742. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0728:CCIRTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0728:CCIRTO>2.0.CO;2)

Kley, J. y Monaldi, C. R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the Central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21(6): 11-1. <https://doi.org/10.1029/2002TC902003>

Kley, J., Monaldi, C. R. y Salfity, J. A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301(1-2), 75-94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)

Kley, J., Monaldi, C. R., Rossello, E. A. y Ege, H. 2005. The Eastern Cordillera of the Central Andes: Inherited mechanical weakness as a first-order control on the Cenozoic orogeny. 6th International Symposium in Andean Geodynamics, Extended abstracts: 432-435, Barcelona, Spain.

Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T.K., Briggs, R.W., Thakur, V.C. y Jayangondaperumal, R. 2006. Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111(B3), B03304. <https://doi.org/10.1029/2004JB003309>

Lacombe, O. y Bellahsen, N., 2016. Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens. *Geological Magazine* 153(5-6): 763-810. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000078>

Lamb, S. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105(B11), 25627-25653. <https://doi.org/10.1029/2000JB900187>



Laming, D. J. C. 1966. Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. *Journal of Sedimentary Research* 36(4): 940-959. <https://doi.org/10.1306/74D715C8-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Larrovere, M. A., Suzaño, N., Ratschbacher, B. C., Sola, A., Alasino, P. H., Fuentes, M. G., Weinberg, R. F., Paterson, S. R., Becchio, R. y Finch, M. A. 2017. Las fajas de cizalla dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 579-601*. San Miguel de Tucumán. ISBN 978-987-42-6666-8

Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. 2013. Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust, Abstract EGU2013–2658 presented at 2013. *Geophysical Research Abstracts*, 15(15), 2658.

Latorre, C., Quade, J. y McIntosh, W. C. 1997. The expansion of C4 grasses and global change in the late Miocene: stable isotope evidence from the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 146(1-2): 83-96. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00231-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00231-2)

Le Gall, B., Vétel, W. y Morley, C. K. 2005. Inversion tectonics during continental rifting: The Turkana Cenozoic rifted zone, northern Kenya. *Tectonics* 24(2), TC2002. <https://doi.org/10.1029/2004TC001637>

Lignier, V. 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité: étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Tesis doctoral, Université de Savoie (inédita), 387 p., Chambéry.

Lisiecki, L. E. y Raymo, M. E., 2009. Diachronous benthic  $\delta^{18}\text{O}$  responses during late Pleistocene terminations. *Paleoceanography* 24: 1–14. <http://dx.doi.org/10.1029/2009PA001732>.



Liu, M., Yang, Y., Stein, S., Zhu, Y. y Engeln, J. 2000. Crustal shortening in the Andes: Why do GPS rates differ from geological rates? *Geophysical Research Letters* 27 (18): 3005-3008. <https://doi.org/10.1029/2000gl008532>

Liu, S. 2019. Controls of foreland-deformation patterns in the orogen-foreland shortening system. Tesis doctoral, Universidad de Potsdam, 161p. Potsdam, Germany. <https://doi.org/10.25932/publishup-44573>

López Isla G. R. 2017. Paleontología y análisis facial de sedimentitas lacustres pleistocenas de la región de tiopunco, valle de Santa María, Tucumán, Argentina. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 82p., Tucumán.

Maldonado, A., Betancourt, J. L., Latorre, C. y Villagran, C. 2005. Pollen analyses from a 50 000-yr rodent midden series in the southern Atacama Desert (25° 30' S). *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 20(5):493-507. <https://doi.org/10.1002/jqs.936>

Marquillas, R. A., del Papa, C. y Sabino, I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94(1): 94–113.

Marrett, R. y Strecker, M. R. 2000. Response of intracontinental deformation in the Central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19(3): 452-467. <https://doi.org/10.1029/1999TC001102>

Marrett R. A., Allmendinger R. W., Alonso R. N. y Drake R. E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 179-207. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)90007-8)



Marshak, S., Karlstrom, K. y Timmons, J. M. 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* 28(8): 735-738. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<735:IOPEFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<735:IOPEFA>2.0.CO;2)

Marshall, L. G. y Patterson, B. 1981. Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the valle de Santa María and río Corral Quemado, Catamarca province, Argentina. *Field Museum of Natural History*, 9:1-78.

Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. *Science* 204: 272-279.

Marshall, L. G., Berta, A., Hoffster, R., Pascual, R., Reig, O. A., Bombin, M. y Mones, A. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Quaternary of South America. *Laboratoire de paléontologie des vertébrés de l'Ecole pratique des hautes études. Palaeovertebrata, Montpellier, Memorias*: 1-76.

Martínez, J.; Mauri, E.; Mercuri, C.; Caria M. y Oliszewski N. 2013 Mid-Holocene human occupations in Tucumán (Northwest of Argentina). *Quaternary International* 307: 86-95.

Martini, M. A., Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Astini, R. A., Schaefer, J. M., Caffee, M. W. y Schwartz, R. 2017. Late Pleistocene glacial fluctuations in Cordillera Oriental, subtropical Andes. *Quaternary Science Reviews* 171: 245-259. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.033>

Mayer, L. 1985. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: Wallace, R. E. (Ed.), *Active Tectonics*. National Academies Press: 125-135, Washington, D. C.

McCalpin, J. P. 2009. A Field Techniques in Paleoseismology—Terrestrial Environments. *International Geophysics* 95: 29-118. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95009-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95009-4)



McCarthy, J. A., Schoenbohm, L. M., Bierman, P. R., Rood, D. y Hidy, A. J. 2019. Late Quaternary tectonics, incision, and landscape evolution of the Calchaquí River catchment, Eastern Cordillera, NW Argentina. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124(8): 2265-2287. <https://doi.org/10.1029/2019JF005091>

McClay K. R. y Buchanan P. G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In K. R. McClay (Ed). *Thrust Tectonics*. Dordrecht, Springer: 93-104, London. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_8)

McFarland, P. K. y Bennett, R. A. 2017. How do regional stress changes following megathrust events affect active retroarc tectonics? A case study of the 27 February 2010 Mw 6.1 Salta earthquake. *AGU Fall Meeting Abstracts*, G43A-0905, New Orleans, Louisiana.

McFarland, P. K., Bennett, R. A., Alvarado, P. y DeCelles, P. G. 2017. Rapid geodetic shortening across the Eastern Cordillera of NW Argentina observed by the Puna-Andes GPS Array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122 (10): 8600-8623. <https://doi.org/10.1002/2017jb014739>

McQuarrie, N., Ehlers, T. A., Barnes, J. B. y Meade, B. 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the Central Andes. *Geology* 36(12): 999-1002. <https://doi.org/10.1130/g25124a.1>

Melnick, D., Garcin, Y., Quinteros, J., Strecker, M. R., Olago, D. y Tiercelin, J. J. 2012. Steady rifting in northern Kenya inferred from deformed Holocene lake shorelines of the Suguta and Turkana basins. *Earth and Planetary Science Letters* 331: 335-346. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.007>

Melnick, D., Yildirim, C., Hillemann, C., Garcin, Y., Çiner, A., Pérez-Gussinyé, M. y Strecker, M. R. 2017. Slip along the Sultanhanı Fault in Central Anatolia from deformed Pleistocene



shorelines of palaeo-lake Konya and implications for seismic hazards in low-strain regions. *Geophysical Journal International* 209(3): 1431-1454. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx074>

Mey, J., D'Arcy, M. K., Schildgen, T. F., Egholm, D. L., Wittmann, H. y Strecker, M. R. 2020. Temperature and precipitation in the southern Central Andes during the last glacial maximum, Heinrich Stadial 1, and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews* 248, 106592. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106592>

Miller, C. F., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J. y Toselli, A. 1991. Genesis de las granitoides paleozoicos peraluminosos, areas Tafi del Valle y Cafayate, Sierras Pampeanas, Argentina. *Congreso Geológico Chileno, Actas 6: 36-39, Viña del Mar.*

Mingramm A., Russo, A. Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, 1: 95-137, Córdoba.*

Mon, R. 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (1): 53-60.

Mon R. y Hongn F. D. 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(1): 53-60.

Mon R. y Hongn F. D. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 1-10.

Mon R. y Salfity J. A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina, in Tankard, A. J., Suarez Soruco, R., y Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 269-283. Bolivia. ISBN electronic: 9781629810836*





Monaldi R., Salfity J. A., Vitulli N. y Ortiz A. 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas: 55-64, Mendoza.

Montero-López, C., del Papa, C., Hongn, F. D, Strecker, M. R. y Aramayo, A. J. 2018. Synsedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentina: new evidence from regional to centimeter-scale deformation features. *Basin Research* 30 (1): 142-159. <https://doi.org/10.1111/bre.12212>

Montero-López, C., Hongn, F. D., López Steinmetz, R. L., Aramayo, A. J., Pingel, H., Strecker, M. R., Cottle J. M. y Bianchi, C. 2020. Development of an incipient Paleogene topography between the present-day Eastern Andean Plateau (Puna) and the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Basin Research*, 00:1–24. <https://doi.org/10.1111/bre.12510>

Mooney, W. D., Laske, G., y Masters, T. G. 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5 × 5. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1), 727–747.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C. y Rodríguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics* 25(2), TC2010. <https://doi.org/10.1029/2005tc001854>

Moreno, M., Rosenau, M. y Oncken, O. 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature* 467(7312): 198-202. <https://doi.org/10.1038/nature09349>

Moretti, I., Baby, P., Mendez, E. y Zubieta, D. 1996. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean zone from 18 to 22 degrees S, Bolivia. *Petroleum Geoscience* 2(1): 17-28. <https://doi.org/10.1144/petgeo.2.1.17>



Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E. R., Sosa Gomez, J. y Strecker, M. R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajon-Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 119(5-6): 637–653. <https://doi.org/10.1130/b25884.1>

Mugnier, J. L., Becel, D. y Granjeon, D. 2006. Active tectonics in the Subandean belt inferred from the morphology of the Rio Pilcomayo (Bolivia). *Geological Society of America* 398: 353. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(22\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(22))

Muruaga, C. M. 2001. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de los sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 8(1): 27-50.

Murray, A. S. y Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements* 32(1): 57-73. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)

Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., Ocola, L. y Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science* 279 (5349): 358-362. <https://doi.org/10.1126/science.279.5349.358>

Nyst, M., Nishimura, T., Pollitz, F. F. y Thatcher, W. 2006. The 1923 Kanto earthquake reevaluated using a newly augmented geodetic data set. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111, B11306. <https://doi.org/10.1029/2005JB003628>

Obermeier, S. F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44(1-4): 1-76. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3)



Oliszewski, N.; Martínez, J.; Di Lullo, E.; Gramajo Bühler, M.; Arreguez, G.; Cruz, H.; Mauri, E.; Mercuri, C.; Muntaner, A. y Srur M. 2015 Contribuciones al estudio de sociedades aldeanas en el Noroeste Argentino: el caso de la Quebrada de Los Corrales (El Infiernillo, Tucumán). En *Crónicas Materiales Precolombinas. Arqueología de los Primeros Poblados del Noroeste Argentino*, A. Korstanje, M. Lazzari, M. Basile, F. Bugliani, V. Lema, L. Pereyra Domingorena y M. Quesada (eds.), pp. 51-79. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Owens, W. H. 2000. An alternative approach to the Busk construction for a single surface. *Journal of Structural Geology* 22(10): 1379-1383. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00049-3)

Patyniak, M., Landgraf, A., Dzhumabaeva, A., Abdrakhmatov, K. E., Rosenwinkel, S., Korup, O. Preusser, F., Fohlmeister, J., Arrowsmith, R. y Strecker, M. R. 2017. Paleoseismic Record of Three Holocene Earthquakes Rupturing the Issyk-Ata Fault near Bishkek, North Kyrgyzstan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107(6): 2721-2737. <https://doi.org/10.1785/0120170083>

Payrola-Bosio, P., Powell, J., del Papa, C. y Hongn, F. D. 2009. Middle Eocene deformation–sedimentation in the Luracatao Valley: Tracking the beginning of the foreland basin of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(2): 142-154. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.002>

Payrola-Bosio, P., del Papa, C., Aramayo, A. J., Pingel, H., Hongn, F. D., Sobel, E. R., Zeilinger G., Strecker M. R., Zapata, S., Cottle, J., Salado-Paz, N. y Glodny, J. 2020. Episodic out-of-sequence deformation promoted by Cenozoic fault reactivation in NW Argentina. *Tectonophysics* 776, 228276. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228276>

Peacock, D. C. P. 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews* 58(1-2): 121-142. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00085-X)



Pearson, D. M., Kapp, P., DeCelles, P. G., Reiners, P. W., Gehrels, G. E., Ducea, M. N. y Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: northwestern Argentina. *Geosphere* 9 (6): 1766–1782. <https://doi.org/10.1130/ges00923.1>

Pedro, J., Bostock, H., Bitz, C., He F., Vandergoes, M. J., Steig, E. J., Chase, B. M., Krause, C.E., Rasmussen, S. O., Markle, B. R. y Cortese G. 2016. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience* 9: 51–55. <https://doi.org/10.1038/ngeo2580>

Peña-Monné, J. L. y Sampietro-Vattuone, M. M. 2018. Fluvial and aeolian dynamics of the Santa María River in the Cafayate depression (Salta Province, NW Argentina). *Journal of Maps* 14(2): 567-575. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1511484>

Perarnau, M., Gilbert, H., Alvarado, P., Martino, R. y Anderson, M. 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions. *Tectonophysics* 580: 208–217. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.021>

Perucca, L. P., Espejo, K., Angillieri, M. Y. E., Rothis, M., Tejada, F. y Vargas, M. 2018. Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 44(2): 207-224. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0052-8>

Pingel, H., Strecker, M. R., Alonso, R. N. y Schmitt, A. K. 2013. Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~ 24 S). *Basin Research* 25(5): 554-573. <https://doi.org/10.1111/bre.12016>

Pingel, H., Mulch, A., Alonso, R. N., Cottle, J., Hynek, S. A., Poletti, J., Rohrmann, A., Schmitt A. K., Stockli D. F. y Strecker, M. R. 2016. Surface uplift and convective rainfall along the southern Central Andes (Angastaco Basin, NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 440: 33-42. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.009>



Pingel, H., Alonso, R. N., Altenberger, U., Cottle, J. y Strecker, M. R. 2019. Miocene to Quaternary basin evolution at the southeastern Andean Plateau (Puna) margin (ca. 24° S lat, northwestern Argentina). *Basin Research* 31(4): 808-826. <https://doi.org/10.1111/bre.12346>

Placzek, C., Quade, J. y Patchett, P. J. 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin* 118(5-6): 515-532. <https://doi.org/10.1130/B25770.1>

Placzek, C. J., Quade, J. y Patchett, P. J. 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters* 363: 97-108. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.017>

Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay, *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*, 12. Schwerdtfeger, W. (ed.), Elsevier, Amsterdam 12: 13-73

Ramos, V. 2017. Las provincias geológicas del noroeste argentino. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 38-52, Tucumán.

Ramos, V. A. y Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes (Cordani, UG, Milani, EJ, Thomaz Filho, A., Campos, DA, editors). In *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress* 31: 635-685, Río de Janeiro.

Ramos, V. A., Alonso, R. N. y Strecker, M.R. 2006. Estructura y neotectónica de Las Lomas de Olmedo, zona de transición entre los sistemas Subandino y de Santa Bárbara, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 579-588.

Ramsay, J. G. y Huber, M. I. 1987. *Modern Structural Geology. Folds and fractures* 2: 309-700.



Rapela, C. W. 1976. Las rocas graníticas de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 260-278.

Rapela, C. W., Heaman, L. M. y McNutt, R. H. 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *The Journal of Geology* 90(5): 574-582.

Rapela, C. W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas, an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. Plutonism, from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America Special Papers* 241: 77-90.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. y Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111: 1-16. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>.

Reger, C. 2018. Dating alluvial fans from NW Argentina using cosmogenic nuclides and optical stimulated luminescence technique. Tesis de maestría, Universidad de Potsdam, 59p., Potsdam, Germany. <https://doi.org/10.25932/publishup-47147>

Reyes F. C., y Salfity J. A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385, Córdoba.

Riba, O. 1989. Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuenca. *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 489-522, Madrid.

Richardson, T., Gilbert, H., Anderson, M. y Ridgway, K. D. 2012. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophysical Journal International* 188(2): 408–420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05283.x>



Riggs, E. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of Late-Miocene and Pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the faunae. *Physis* 14: 143-162.

Riller, U. y Hongn, F. D. 2003. Structural significance of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonism in the Eastern Cordillera, NW-Argentina. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Abstracts, id. 2303, Nice, France.

Rivelli, F. 2008. Las dunas de Cafayate. Un paisaje en movimiento. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, I: 446, Buenos Aires.

Robinson, R. A. J., Spencer, J. Q. G., Strecker, M. R., Richter, A. y Alonso, R. N. 2005. Luminescence dating of alluvial fans in intramontane basins of NW Argentina. *Geological Society London, Special Publications* 251(1): 153-168. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.251.01.11>

Robledo, J. M., Horn, M. Y., Galli, C. I. y Anzótegui, L. M. 2020. Inferencias paleoclimáticas para el Mioceno tardío en la cuenca de Angastaco basadas en el análisis fisionómico foliar: Formación Palo Pintado, Salta, Argentina. *Andean Geology* 47(2): 418-429. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov47n2-3231>

Rothis, L. M., Perucca, L. P., Malnis, P. S., Pantano Zuñiga, A., Alcacer, J. M., Haro, F. M. y Vargas, N. 2018. Análisis morfotectónico en el piedemonte suroccidental del antepais andino, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. *Geociências* 37 (1): 55 – 74.

Sabino, I. F. 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 260 p., Salta.

Sabino, I. F. 2004. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 330-340.



Salfity, J. A. 2004. Geología regional del Valle Calchaquí, Argentina. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 56: 133-150, Buenos Aires.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. In Salfity, J. A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Vieweg+ Teubner Verlag, Wiesbaden: 266-315, Wiesbaden.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1999. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales* 29 (19): 613-626, Buenos Aires.

Salfity, J. A. y Monaldi, C. R. 2006. Descripción Geológica de la Hoja Geológica N° 2566 IV Metán, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 319: 1-74, Buenos Aires.

Salfity, J. A., Gorustovich, S., Moya, M. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* I 50: 5-515, Bariloche.

Salfity, J. A., Gallardo, E. F., Sastre, J. E. y Esteban, J. 2004. El lago cuaternario de Angastaco, Valle Calchaquí, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 313-316.

Santimano, T. y Riller, U. 2012. Kinematics of Tertiary to Quaternary intracontinental deformation of upper crust in the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Tectonics* 31(4), TC4002. <https://doi.org/10.1029/2011TC003068>

Schoenbohm, L. M., Carrapa, B., McPherson, H. M., Pratt, J. R., Bywater-Reyes, S. y Mortimer, E. 2015. Climate and tectonics along the southern margin of the Puna Plateau, NW Argentina: Origin of the late Cenozoic Puna Schotter conglomerates. *Geological Society of America Memoir* 212: 251-260.





Scholz C. H., Aviles C. A. y Wesnousky S. G., 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76(1): 65–70.

Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Rongjiang, W., Moreno, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann., F., Dahm, T., Victor., P., Barrientos, S. y Vilotte, P. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512(7514): 299-302. <https://doi.org/10.1038/nature13681>

Schwanghart, W. y Kuhn, N. J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling and Software* 25(6): 770-781. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>

Schwanghart, W. y Scherler, D. 2014. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics* 2(1): 1-7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>, 2014

Scott, C., Lohman, R., Pritchard, M., Alvarado, P. y Sánchez, G. 2014. Andean earthquakes triggered by the 2010 Maule, Chile (Mw 8.8) earthquake: Comparisons of geodetic, seismic and geologic constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 27-39. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.001>

Seagren, E. G. y Schoenbohm, L. M. 2019. Base level and lithologic control of drainage reorganization in the Sierra de las Planchadas, NW Argentina. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124: 1516–1539. <https://doi.org/10.1029/2018JF004885>

Seggiaro, R. y Aguilera, N. 2006. Inversión Tectónica en la quebrada de Las Conchas, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 6: 128-135.



Seggiaro R. y Hongn F. D. 1999. Evolución orogénica y volcanismo cenozoico en el noroeste de Argentina. En Colombo, F., Querault, I., Petrinovic, I. (Eds.), *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El noroeste argentino*. Geológica Hispánica, Actas 34: 227-242, Barcelona.

Seggiaro, R. E., Guzman, S. R., Pereyra, R., Coppolecchia, M. y Cegarra, M. I. 2016. Neotectónica y volcanismo monogenético cuaternario sobre el segmento central del lineamiento Calama Olacapato Toro, NO Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(4): 468-477.

Shukla, D. P., Dubey, C. S. y Singh, N. 2012. Neotectonic activity and the origin of Tso Moriri Lake using remote sensing and digital elevation model (DEM) derivative techniques. *Geocarto International* 27(3): 249-262. <https://doi.org/10.1080/10106049.2011.642412>

Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T. y Finkel, R. C. 2005. Early local last glacial maximum in the tropical Andes. *Science* 308(5722): 678-681. <https://doi.org/10.1126/science.1107075>

Sobel, E. R. y Strecker, M. R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the Northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research* 15(4): 431-451. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00214.x>

Sobel, E. R., Hilley, G. E. y Strecker, M. R. 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* 108 (B7), 2344. <https://doi.org/10.1029/2002JB001883>

Sobolev, S. V. y Babeyko A. Y. 2005. What drives orogeny in the Andes?. *Geology* 33 (8): 617–620. <https://doi.org/10.1130/G21557AR.1>

Solá, J. V. 1975. *Diccionario de regionalismos de Salta*. Plus Ultra: 366 p., Buenos Aires.



Spagnuolo, C. M., Georgieff, S. M. y Rapalini, A. E. 2015. Magnetostratigraphy of the Miocene las Arcas formation, Santa María valley, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.07.004>

Starck, D. y Anzótegui., L.M. 2001, The late climatic change persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern of Argentina. *Journal South American Earth* 14(7): 763–774.

Starck D. y Vergani G. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta-Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 8:433-452, Buenos Aires.

Sternberg, H. O. R. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica?. *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia* 12 (4): 3-26.

Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H. K., Villaseñor, A. y Bormann, P. 2013. Public release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). *Seismological Research Letters* 84 (5): 810-815. <https://doi.org/10.1785/0220130034>

Strecker, M. R. y Marrett, R. 1999. Kinematic evolution of fault ramps and its role in development of landslides and lakes in the northwestern Argentine Andes. *Geology* 27(4): 307-310. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0307:KEOFRA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0307:KEOFRA>2.3.CO;2)

Strecker, M. R., Bloom, A., Carrión, M., Villanueva, A. y Naeser, C., 1984. Piedmont terraces in the valle de Santa María and in front of southwestern sierra Aconquija. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 448-465., San Carlos de Bariloche.

Strecker, M. R., Cervený, P., Bloom, A. L. y Malizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26–28 S), Argentina. *Tectonics*, 8(3), 517-534. <https://doi.org/10.1029/TC008i003p00517>



Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R. y Trauth, M. H. 2007. Tectonics and climate of the southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 747-787. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>

Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M. P., Hilley, G. E., Mortimer, E., Schoenbohm, L. y Sobel, E. R. 2009. Does the topographic distribution of the Central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37(7): 643-646. <https://doi.org/10.1130/G25545A.1>

Strecker, M. R., Hilley, G., Bookhagen, B. y Sobel, E. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the Central Andes in Bolivia and NW Argentina. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*, 508-521. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch25>

Streit, R. L., Burbank, D. W., Strecker, M. R., Alonso, R. N., Cottle, J. M., y Kylander-Clark, A. R. 2017. Controls on intermontane basin filling, isolation and incision on the margin of the Puna Plateau, NW Argentina (~ 23 S). *Basin Research* 29: 131-155. <https://doi.org/10.1111/bre.12141>

Suzaño, N. O., Sola, A. M., Elortegui Palacios, J., Becchio, R. A., Ortiz, A., Nieves, A. A. y Quiroga, M. F. 2017. Magmatismo plutónico del Paleozoico inferior de Salta y Jujuy. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 323-351*, San Miguel de Tucumán. ISBN 978-987-42-6666-8

Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M. y Ybert, J. P. 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18–23 S) during late-glacial time and the early Holocene. *Quaternary Research* 51(1): 54-66. <https://doi.org/10.1006/qres.1998.2017>

Terrizzano, C. M. 2010. Neotectónica del extremo noroccidental del cinturón barreal- Las Peñas, Precordillera Sur. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 305 p., Buenos Aires.



Thatcher, W., Marshall G. y Lisowski M., 1997. Resolution of fault slip along the 470-km long rupture of the great 1906 San Francisco earthquake and its implications, *J. Geophysical Research* 102, 5353 – 5367. <https://doi.org/10.1029/96JB03486>

Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P. N., Mikhalenko V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai J. y Francou B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282(5395), 1858-1864. <https://doi.org/10.1126/science.282.5395.1858>

Tofelde, S., Schildgen, T. F., Savi, S., Pingel, H., Wickert, A. D., Bookhagen, B., Wittmann H., Alonso R. N., Cottle J. y Strecker, M. R. 2017. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 473: 141-153. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.001>

Tomlinson, D. W., Copeland, P., Murphy, M. A. y Lapen, T. J. 2013. Oligocene shortening in the little burro Mountains of southwest New Mexico. *Rocky Mountain Geology* 48(2): 169-183. <https://doi.org/10.2113/gsrocky.48.2.169>

Torres M. 1985. Estratigrafía de la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada de La Yesera. Departamento de Cafayate, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (3-4): 141-157.

Torres, V., Hooghiemstra, H., Lourens, L. y Tzedakis, P. C. 2013. Astronomical tuning of long pollen records reveals the dynamic history of montane biomes and lake levels in the tropical high Andes during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 63: 59-72. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.004>

Toselli, A. y Rossi de Toselli, J. N. 1973. Metamorfismo de las Cumbres Calchaqués I: rasgos de deformación y blastésis en las rocas del faldeo sur-occidental entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(1): 45-55.



Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Rapela, C. 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(2): 105-121.

Toselli, A. J., Rossi, J. N., Sial, A. y Ferreira, V.P. 2003. Ordovician cordierite-bearing granitoids of Capillitas, Mazán and Velasco, NW Argentina. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Terra Nostra* 18: 77, Freiburg.

Toselli, A. J., Aceñolaza, G. F. y Rossi, J. N. 2017. Evolución del basamento neoproterozoico/terreneuviano en la Cordillera Oriental y Sierras pampeanas del noroeste de Argentina. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 141-165*, San Miguel de Tucumán. ISBN 978-987-42-6666-8.

Trauth, M. H. y Strecker, M. R. 1999. Formation of landslide-dammed lakes during a wet period between 40,000 and 25,000 yr BP in northwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153(1-4), 277-287. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00078-4)

Trauth, M. H., Alonso, R. A., Haselton, K. R., Hermanns, R. L. y Strecker, M. R. 2000. Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 179(2): 243-256. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00127-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00127-8)

Turcq, B., Pressinotti, M. M. N. y Martin, L. 1997. Paleohydrology and Paleoclimate of the past 33,000 Years at the Tamadua River, Central Brazil. *Quaternary Research* 47: 284-294. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1880>

Turner J. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15–39.



Turner, J. C. y Mon. R. 1979. Cordillera Oriental. En: Turner, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 57-94. Córdoba.

Uba, C. E., Kley, J., Strecker, M. R., y Schmitt, A.K. 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281 (3-4): 134-146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.010>

Van de Hammen, T. y Absy, M. L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 109, 247-261. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90178-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90178-3)

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silvas Dias, P. L. y Zhang, C. 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate* 19(20):4977–5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>

Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 20, 2–9, Buenos Aires.

Vilela, C. R. 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna salto-jujeña y su significado geológico. En: Hongn F. D. y Seggiaro R. E., 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248: 20-23, Buenos Aires.

Vilela, C. R. 1952. Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el valle Calchaquí. *Revisa de la Asociación Geológica Argentina* 7(4): 219-227.

Vilela, C. R., y Garcia, J. 1978. Descripción geológica de la hoja 9e. Amblayo, provincia de Salta, Argentina: Servicio Geológico Nacional, Boletín, 150, 64, Buenos Aires.



Viramonte, J. G., Kay, S. M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109-121. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00009-7)

Wallinga, J., S. Murray, A., y Bøtter-Jensen, L. 2002. Measurement of the dose in quartz in the presence of feldspar contamination. *Radiation Protection Dosimetry* 101(1-4): 367-370. <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.rpd.a006003>

Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X. y Solheid, M. 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters* 34(23), L23701. <https://doi.org/10.1029/2007GL031149>

Ward, D. J., Cesta, J. M., Galewsky, J. y Sagredo, E. 2015. Late Pleistocene glaciations of the arid subtropical Andes and new results from the Chajnantor Plateau, northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 128: 98-116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.022>

Ward, D., Thornton, R. y Cesta, J. 2017. Across the Arid Diagonal: deglaciation of the western Andean Cordillera in southwest Bolivia and northern Chile. *Cuadernos de investigación geográfica. Geographical Research Letters* (43): 667-696.

Wayne, W. J. 1999. The Alemania rockfall dam: A record of a mid-Holocene earthquake and catastrophic flood in northwestern Argentina. *Geomorphology*, 27(3-4), 295-306.

Weinberg, R. F., Becchio, R., Farias, P., Suzaño, N. y Sola, A. 2018. Early Paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 219-247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.001>

Weiss, J. R., Brooks, B. A., Arrowsmith, J. R. y Vergani, G. 2015. Spatial and temporal distribution of deformation at the front of the Andean orogenic wedge in southern Bolivia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120: 1909–1931. <https://doi.org/10.1002/2014jb011763>





Weiss, J. R., Brooks, B. A., Foster, J. H., Bevis, M., Echalar, A. Caccamises, D., Hecks, J., Kendrick, E., Ahlgren, K., Raleigh, D., Smalley, R. y Vergani, G. 2016. Isolating active orogenic wedge deformation in the southern Subandes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121(8): 6192–6218. <https://doi.org/10.1002/2016jb013145>

Wesnousky, S. G. 2020. Great pending Himalaya earthquakes. *Seismological Society of America* 91(6): 3334-3342. <https://doi.org/10.1785/0220200200>

Whipple, K. X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32: 151-185. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>

Whipple, K. X. y Tucker, G. E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B8): 17661-17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>

Whipple, K. X. y Tucker, G. E. 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B2), 2039. <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>

Whipple, K. X., Kirby, E. y Brocklehurst, S. H. 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature* 401 (6748): 39-43. <https://doi.org/10.1038/43375>

Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L. y Chen, C.-Y. 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science* 343: 1248765. <https://doi.org/10.1126/science.1248765>

Wirmann, D. y Mourguiart, P. 1995. Late Quaternary spatio-temporal limnological variations in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Quaternary Research* 43: 344-354. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1040>



Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. y Willett, S. D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special Papers-Geological Society of America Special Paper 398*: 55-74. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))

Yamin, M., Coppolecchia, M., Casa, A. y Cegarra, M. 2011. Deformación Cuaternaria del sector norte del valle Calchaquí, entre las localidades de Payogasta y Seclantás, provincia de Salta. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, S12, Neuquén.

Yamin, M. G., Coppolecchia, M., Seggiaro, R. E., Casa, A. y Cegarra, M. I. 2016. Evaluación de la actividad neotectónica en el sector norte de los valles Calchaquíes, entre las localidades de Payogasta y Seclantás, provincia de Salta. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas-Geología 4, 22p., Buenos Aires.

Zeckra, M. 2020. Seismological and seismotectonic analysis of the northwestern Argentine Central Andean foreland. Tesis doctoral, Universidad de Potsdam, 119 p., Potsdam, Germany. <https://doi.org/10.25932/publishup-47324>

Zossi, M. 1979. Estudio de la actividad sísmica de la Provincia de Tucumán. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 1–125, Tucumán.

**Páginas web:**

INPRES 2021. <https://www.inpres.gob.ar>

ISC 2020. <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>