

Tesis Doctoral

Evolución de los sistemas fluviales en la cuenca de antepaís paleógena-neógena en la región de Sierra Aguilar-Tres Cruces, noroeste argentino

Ayelén T. Lapiana

2021



Doctorado en Ciencias Geológicas
Universidad Nacional de Córdoba



CONICET



Universidad
Nacional
de Córdoba

C I C T E R R A

***“Evolución de los sistemas fluviales en la cuenca
de antepaís paleógena-neógena en la región de
Sierra de Aguilar-Tres Cruces, noroeste argentino”***

Ayelén T. Lapiana

Directora: Dra. Cecilia del Papa

Codirector: Dr. Edward Sobel

Córdoba, 2021

*Al pueblo originario Omaguacas,
Comunidades de Casa Grande, Vizcarra y El Portillo*

RESUMEN

La cuenca de Tres Cruces está ubicada inmediatamente al este del borde Puna Norte-Cordillera Oriental a los 23°S. Las formaciones Casa Grande II y Río Grande forman parte del registro sedimentario paleógeno-neógeno de la cuenca.

Durante el Eoceno medio-Oligoceno la sedimentación de la Fm. Casa Grande II estuvo dominada por sistemas fluviales arenosos de diseño meandriformes, confinados en extensas llanuras de inundación péltica. Los ríos drenaban hacia el este-sureste, y los sedimentos provenían de regiones distales ubicadas mayormente al oeste-noroeste. La combinación de resultados sedimentológicos sugiere que, durante este período, el área de Tres Cruces formaba parte de una extensa cuenca de antepaís que integraba la región de la Puna y la Cordillera Oriental.

Durante el Oligoceno-Mioceno temprano, facies areno-gravosas, representadas por la Fm Río Grande, fueron depositadas por sistemas fluviales entrelazados con participación de flujos gravitacionales y baja preservación del material fino en las llanuras de inundación. Si bien la red de drenaje mantuvo la dirección de transporte hacia el este-sureste, la participación de ríos transversales y axiales habrían complejizado el patrón de escorrentía superficial. Cambios en la composición de los sedimentos revela un aporte desde fuentes más proximales, asimismo la identificación de clastos provenientes del Grupo Salta, indican exhumación de la cubierta sedimentaria de intracuenca (Fm. Casa Grande).

Se interpreta que el aumento progresivo en el tamaño de grano, cambios litológicos en las señales de proveniencia, y el reajuste en el diseño de la red de drenaje respondieron principalmente a variaciones en la configuración de la cuenca generada a partir de la estructuración del límite entre Puna Norte-Cordillera Oriental.

En combinación con los resultados termocronológicos de baja temperatura, se interpreta que entre los 20-16 Ma el frente orogénico andino habría alcanzado a esta región, provocando la exhumación de la Sierra de Aguilar. Consecuentemente, esto conllevó al inicio de la desvinculación entre las provincias geológicas, Puna y Cordillera Oriental. La propagación de la deformación hacia el este, produjo la inversión de fallas normales junto con la creación de fallas inversas. Así, se registra la exhumación de la Sierra Alta/Mal Paso, flanco este de la cuenca de Tres Cruces, y la Sierra de Aparzo entre los

~ 15-9 Ma. y los 13-6 Ma. respectivamente. El patrón de cuencas intermontanas separadas por altos de basamento que caracterizan a esta región, concuerda con un estilo de deformación afin con el de antepaís fragmentado.

ABSTRACT

The Casa Grande II and Río Grande formations represent an upwards coarsening succession of the Paleogene-Neogene sedimentary record of the Tres Cruces basin, in the transition between Northern Puna and Eastern Cordillera at 23°S.

Middle Eocene-Oligocene sandstones and mudstones of the Casa Grande II sequence were deposited by sandy meandering river and muddy cohesive floodplain environments. Paleocurrent reconstruction indicates regional transport occurred primarily towards the East and the Southeast. Consequently, sandstone composition reveals distal source regions from the West and Northwest. These results suggest that the Tres Cruces area formed part of a large foreland basin during this period, which persisted westward across the Puna toward the Eastern Cordillera.

Oligocene to Early Miocene sandstones and conglomerates of the Río Grande Formation were deposited by braided river systems involving gravitational flows with reduced floodplain environments. Paleocurrents show a flow orientation towards the East and the Southeast, with conglomerate clast compositions revealing a pronounced increase in Cretaceous clasts from the Salta Group. This transition suggests changing provenance signatures in the Río Grande Formation. The input from western regions decreases, while contributions rise from growing topography induced by fold-thrust deformation in the Puna. This indicates the exhumation of the Cretaceous-Paleogene foreland sedimentary strata (Casa Grande Fm.).

The progressive coarsening upward arrangements, changes in provenance compositions of clasts and sandstones and the readjustment in the design of the drainage network are mainly caused by variations in the configuration of the basin associated with the structuring of the boundary between the North Puna and the Eastern Cordillera.

In combination with the low-temperature thermochronological results, it is interpreted that between 20-16 Ma. the Andean orogenic front would have reached this region, causing the exhumation of the Aguilar range.

Consequently, this leads to the onset of the foreland basin compartmentalization at the Northern Puna and Eastern Cordillera. The propagation of the deformation towards the east, leads to the inversion of normal faults along with the creation of minor reverse faults. Thus, the exhumations of the Alta/Mal Paso range, the eastern flank of the Tres Cruces basin, and the Aparzo range are recorded between ~ 15-9 Ma. and 13-6 Ma. respectively. The pattern of intermontane basins systems separated by basement heights that characterize this region is consistent with the deformation style of a broken foreland.

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento a mis mentores Dra. Cecilia del Papa y Dr. Edward Sobel por su acompañamiento, dedicación y enseñanza.

A los jurados Gonzalo Veiga, Sergio Georgieff y Federico Dávila por sus detalladas devoluciones y contribuciones que ayudaron a mejorar la calidad del manuscrito.

A las instituciones públicas: Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de las cuales me enorgullece ser parte y, en especial, al Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra por brindarme un cálido espacio de trabajo donde prevalece el respeto y el compañerismo. Extiendo también mis agradecimientos a la Universidad de Potsdam, al Dr. Manfred Strecker y a toda la comunidad del proyecto StRATEGy por brindarme acompañamiento y recursos económicos durante mis estadías en Alemania. Ha sido una experiencia de mucho aprendizaje a nivel profesional y personal que me impulsó a salir de mi zona de confort.

Gracias al Sr. Presidente Omar Viltés y a las comunidades de Casa Grande, Vizcarra y El Portillo, a quienes además les dedico esta tesis, por permitirme de manera desinteresada realizar mis campañas y estar a nuestro servicio, brindándonos compañía y alojamiento.

A la compañía minera Aguilar S.A por facilitar los accesos a la zona de estudio y el muestreo para termocronología en la Sierra de Aguilar.

A la Dra. Carolina Montero López por su acompañamiento y enseñanza en las campañas y por realizar el muestro para termocronología en la Sierra de Aparzo.

A mis compañeros y colegas cicterráneos, en especial a Fernando Lavié, Catalina Balbis, Priscila Zandomeni, Agustín Mors, Mara Avendaño, Karen Halpern, Emilia Sferco, por su apoyo incondicional y amistad. También agradezco a mis colegas de la Universidad de Potsdam Sebastián Zapata Henao y Joan Pascual Montañés por acompañarme, ayudarme con las tareas científicas y brindarme su amistad en Alemania.

Agradezco a mi familia: Mauricio, Teresa y Jorge y a mi compañero Eike Reinosch por su apoyo, paciencia y amor incondicional.



ÍNDICE

Contenido

1	Introducción General.....	2
1.1	INTRODUCCIÓN	2
1.2	OBJETIVOS	4
1.2.1	Objetivo General.....	4
1.2.2	Objetivos Específicos	4
1.3	HIPÓTESIS	5
1.4	UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO	6
1.5	MARCO GEOLÓGICO	7
1.5.1	Generalidades de la Puna y Cordillera Oriental	7
1.5.2	Estratigrafía de la Puna y Cordillera Oriental	9
1.5.3	Generalidades de la Cuenca de Tres Cruces.....	14
1.5.4	Marco tectónico de la Cuenca de Tres Cruces y Cuenca de Cianzo	15
1.5.5	Cuenca de Cianzo	17
1.6	ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE INTERÉS	18
1.6.1	Formación Casa Grande	18
1.6.2	Formación Río Grande	20
2	Metodología y Materiales	23
2.1	ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS.....	23
2.1.1	Relevamiento de perfiles estratigráficos.....	23
2.1.2	Estudios petrográficos	23
2.1.3	Composición modal de las areniscas medianas.....	24
2.1.4	Difracción de rayos X: Roca total y Mineralogía de arcillas	24
2.1.5	Análisis de tamaño de partículas	24

2.1.6	Análisis de litofacias, elementos arquitecturales e interpretación del ambiente sedimentario.....	25
2.1.7	Procedencia.....	26
2.2	TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA	26
2.2.1	Trazas de fisión en apatitas (AFT)	27
2.2.2	(U-Th-Sm/He) en cristales de apatita y circón	29
2.2.3	Modelado inverso	29
3	Estratigrafía y Sedimentología.....	31
3.1	ESTRATIGRAFÍA	31
3.1.1	Características de los contactos estratigráficos	31
3.1.2	Edad	33
3.2	SEDIMENTOLOGÍA	33
3.2.1	Características generales del material psamítico	34
3.2.2	Características generales de los conglomerados.....	40
3.3	FACIES SEDIMENTARIAS	40
3.3.1	Descripción e interpretación de las litofacias sedimentarias	40
3.4	ASOCIACIÓN DE FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES.....	55
3.4.1	Llanura de inundación - Lli	55
3.4.2	Relleno de canal - CH.....	60
3.5	CANALES PRINCIPALES – CH	67
3.5.1	Canales Individuales – CHi	67
3.5.2	Complejo de canales principales – CCH	69
3.6	ASOCIACIONES DE MINERALES PRESENTES EN LAS LLANURAS DE INUNDACIÓN COMO PROXY CLIMÁTICO	73
3.6.1	Mineralogía de arcilla.....	73
3.6.2	Roca total.....	75
3.6.3	Inferencias paleoclimáticas.....	75
3.7	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL.....	78

3.7.1	Sistema fluvial de alta sinuosidad	78
3.7.2	Sistema fluvial de baja sinuosidad.....	79
3.7.3	Sistema fluvial de transición mixto	80
4	Evidencias de Deformación Sinsedimentaria	83
4.1	INTRODUCCIÓN	83
4.2	ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA	83
4.2.1	Diques clásticos	83
4.2.2	Estructuras en pilar	83
5	Procedencia	87
5.1	INTRODUCCIÓN	87
5.2	PALEOCORRIENTES	87
5.3	COMPOSICIÓN DE CLASTOS EN CONGLOMERADOS	89
5.4	COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PSÁMITICA	92
5.5	INTERPRETACIÓN DE LAS FUENTES DE APORTE.....	92
5.5.1	Fuente a partir de rocas precámbricas-paleozoicas	92
5.5.2	Fuente a partir de rocas sedimentarias cretácica-paleógena.....	94
5.5.3	Fuente de rocas plutónicas ordovícicas, jurásica-cretácicas.....	94
5.6	ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN ARENISCAS	96
5.7	INTERPRETACIÓN DE LAS ÁREAS DE PROCEDENCIA	99
6	Termocronología de las Rocas de Basamento de la Cordillera Oriental	102
6.1	INTRODUCCIÓN	102
6.2	RESULTADOS	103
6.2.1	Resultados de (U-Th-Sm/He)	103
6.2.2	Resultados de Trazas de fisión en minerales de apatitas (AFT).....	104
6.2.3	Sierra de Aguilar.....	106
6.2.4	Sierra Alta/Mal Paso.....	107
6.2.5	Sierra de Aparzo	111

6.3	DISCUSIÓN	112
7	Consideraciones Finales.....	117
7.1	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE TRES CRUCES	117
7.2	SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA CUENCA DE TRES CRUCES.....	120
7.3	EVOLUCIÓN DE LA CUÑA CLÁSTICA OROGÉNICA A LOS 23° S....	124
8	Referencias.....	130
9	Apéndice.....	147
9.1	Tabla A	147
9.2	Tabla B.....	149
9.3	Tabla C.....	150
9.4	Tabla D	151
9.5	Tabla E.....	152
9.6	Tabla F	153
9.7	Tabla G	153
9.8	Tabla H	153
9.9	Tabla I.....	154
9.10	Tabla J.....	154
9.11	Tabla K	155

CAPÍTULO 1

Introducción General



Harold Fisk, 1944

1 Introducción General

1.1 INTRODUCCIÓN

La orogenia andina está íntimamente ligada a la subducción oblicua de larga duración de la Placa de Nazca por debajo de la continental a lo largo del margen occidental de Sudamérica (James, 1971; Isacks, 1988; Kley et al., 1999). En este escenario geodinámico compresivo, los Andes Centrales son la expresión topográfica resultante del acortamiento y engrosamiento cortical cenozoico, proporcionando un laboratorio natural para evaluar complejas interacciones entre la tectónica, el magmatismo, la sedimentación y el clima.

En el noroeste argentino se encuentra la Puna, una altiplanicie a 4000 m.s.n.m explicada por un ascenso del límite astenosférico (Isacks, 1988). Es la segunda meseta de altura más grande de la Tierra después de la Tibetana-Qinghai y la única formada en márgenes convergentes oceánico-continental lo que la vuelve el rasgo más exótico de los Andes Centrales. La Puna Norte (Fig. 1.1) está formada por valles intermontanos NNE-SSO separados por serranías limitadas por fallas. El registro sedimentario consiste en sedimentos clásticos gruesos y evaporíticos que evidencian un sistema de drenaje endorreico bajo un clima árido a hiperárido (López Steinmetz et al., 2020). Su margen este limita con la Cordillera Oriental (Fig. 1.1) donde, si bien se mantiene la arquitectura compartimentalizada, el relieve cambia drásticamente volviéndose más pronunciado con picos que alcanzan 5000 m de altura (Sierra de Aguilar) y 1500 metros de desnivel con respecto a la base de sus valles.

En la transición Puna Norte-Cordillera Oriental se ubica la cuenca de Tres Cruces (Fig. 1.1), la cual surge como un nuevo espacio de acomodación a causa de la deformación compresiva andina. Fallas inversas y corrimientos regionales levantan la Sierra de Aguilar al oeste, la Sierra de Alta/Mal Paso al este y la Sierra de Tres Cruces al norte (Fig. 1.1).

Estudios realizados sobre perfiles sísmicos en la cuenca de Tres Cruces y Salinas Grandes interpretaron la existencia de estratos de crecimiento de origen sintectónico relacionados con los depósitos fluviales de las unidades Casa Grande y Río Grande (Coutand et al., 2001; López Steinmetz y Galli, 2015).

En cuencas tectónicamente activas se producen cambios en las pendientes regionales y/o locales, en las áreas de aporte y/o en el volumen de detrito aportado a la cuenca; en respuesta a estas modificaciones la red de drenaje fluvial se reajusta en busca del nuevo perfil de equilibrio (Schumm et al., 2000). De esta manera, el registro de sistemas fluviales antiguos y las variaciones en el estilo fluvial y arquitectura puede potencialmente guardar información sobre la evolución de las estructuras y, por lo tanto, de ser usado como indicador de actividad tectónica (Schumm et al., 2000).

En esta tesis doctoral el objetivo es entender el comportamiento de los sistemas fluviales en la cuenca de antepaís andina en respuesta a los procesos tectónicos que afectaron a las áreas de aporte y/o a la propia cuenca. Para ello se realizó un detallado análisis de facies y de la arquitectura de los sistemas fluviales de las formaciones Casa Grande II y Río Grande, se determinó la procedencia de las áreas fuentes y se analizó las relaciones estratigráficas entre ambas unidades. Adicionalmente se utilizó la herramienta de termocronología de baja temperatura sobre las sierras principales de Cordillera Oriental, para conocer los patrones espacio-temporales de la deformación andina en este sector. De esta manera, combinar el análisis sedimentológico-estratigráfico del relleno cenozoico con edades de alzamiento y tasas de exhumación del basamento, nos permitirá entender mejor cuándo comenzó la fragmentación del antepaís y además inferir cuándo las provincias Puna y Cordillera Oriental se desvincularon por completo.

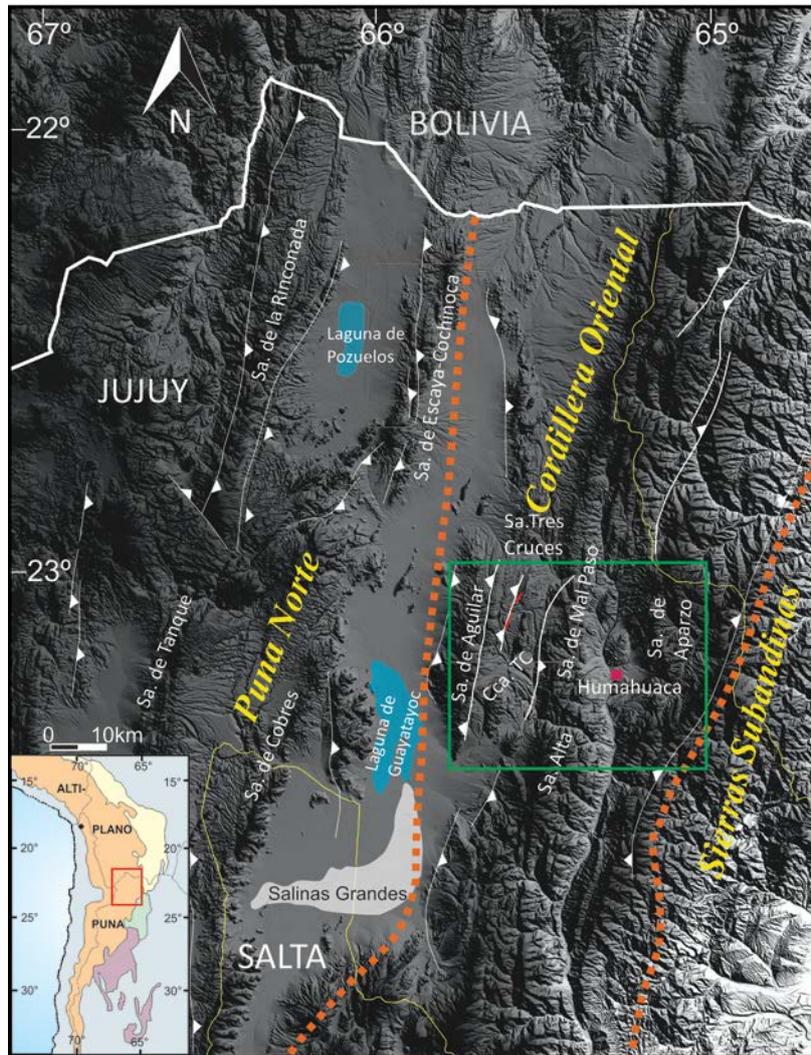


Figura 1.1. Imagen regional que incluye los límites entre las provincias geológicas Puna Norte, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. El área de estudio se enmarca en verde. Incluye a la cuenca de Tres Cruces (Cca. TC) con sus límites naturales (Sierra de Aguilar, Sierra de Tres Cruces y Sierra Alta/de Mal Paso) y la Sierra de Aparzo hacia el este. Dentro de la cuenca de Tres Cruces, se marca en color rojo los diques volcánicos que intruyen a la Fm. Río Grande.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

- Entender el comportamiento de los sistemas fluviales dentro de la cuenca de antepaís andina, en respuesta a los procesos tectónicos que afectaron a las áreas de aporte y/o a la propia cuenca.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Comprender cómo se comportaron los sistemas fluviales frente a deformaciones tectónicas ocurridas extra e intra cuenca durante el Paleógeno-Neógeno en el área de Sierra de Aguilar-Tres Cruces.

- Definir las secuencias tectono-estratigráficas en base a la identificación de las discontinuidades estratigráficas limitantes.
- Establecer las áreas de aporte y paleopendientes regionales y/o locales conforme evolucionaron las estructuras tectónicas.
- Correlacionar las unidades tectono-estratigráficas con cambios en el estilo fluvial y patrones de agradación, progradación y/o retrogradación.
- Establecer, en la medida de lo posible, el marco crono-estratigráfico que permita integrar el análisis de la cuenca.

1.3 HIPÓTESIS

El diseño, distribución y procedencia de las sucesiones fluviales paleógenas-neógenas responden a la evolución de las estructuras tectónicas extra e intra cuenca del antepaís andino en la transición Puna-Cordillera Oriental.

1.4 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica dentro del territorio nacional argentino, al norte de la provincia de Jujuy, dentro del departamento Humahuaca.

Abarca la zona de transición entre las provincias geológicas Puna Norte y Cordillera Oriental: centro-sur de la Cuenca de Tres Cruces, sierras de Aguilar y Alta/Mal Paso y el límite natural entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas: la Sierra de Aparzo (Fig. 1.2).

Desde la localidad de Humahuaca (Km 0) se cuenta con dos vías de acceso al área de Tres Cruces. La vía rápida es recorrer 1 Km con dirección al norte por la ruta nacional N 9 y tomar la ruta provincial N 14 (camino de tierra consolidada), que cruza a lo ancho la Sierra de Mal Paso en un total de 20 Km, esta vía pasa por la comuna de Coraya (9 Km) y desemboca en el Valle de Casa Grande en el poblado de Casa Grande a la altura de la escuela provincial N° 316 “Soldado Teodoro Laguna” (Fig. 1.2).

La segunda alternativa es continuar por ruta nacional N 9, unos 60 Km hasta la localidad de Tres Cruces e ingresar por la ruta privada de la compañía Minera Aguilar S.A que conecta la ruta N 9 con la localidad minera de El Aguilar. Desde esta localidad al Valle de Casa Grande, se recorren 20 Km por la ruta provincial N 14 con dirección al este. Al igual que el acceso anterior, el camino conecta con la escuela provincial N° 316 (Fig. 1.2).

Para acceder al Valle de Cianzo Se recorren aproximadamente 24 Km (Fig. 1.2) de la ruta provincial N 73 (camino a Santa Ana), cuyo acceso se ubica al este de la localidad de Humahuaca cruzando el Río Grande.

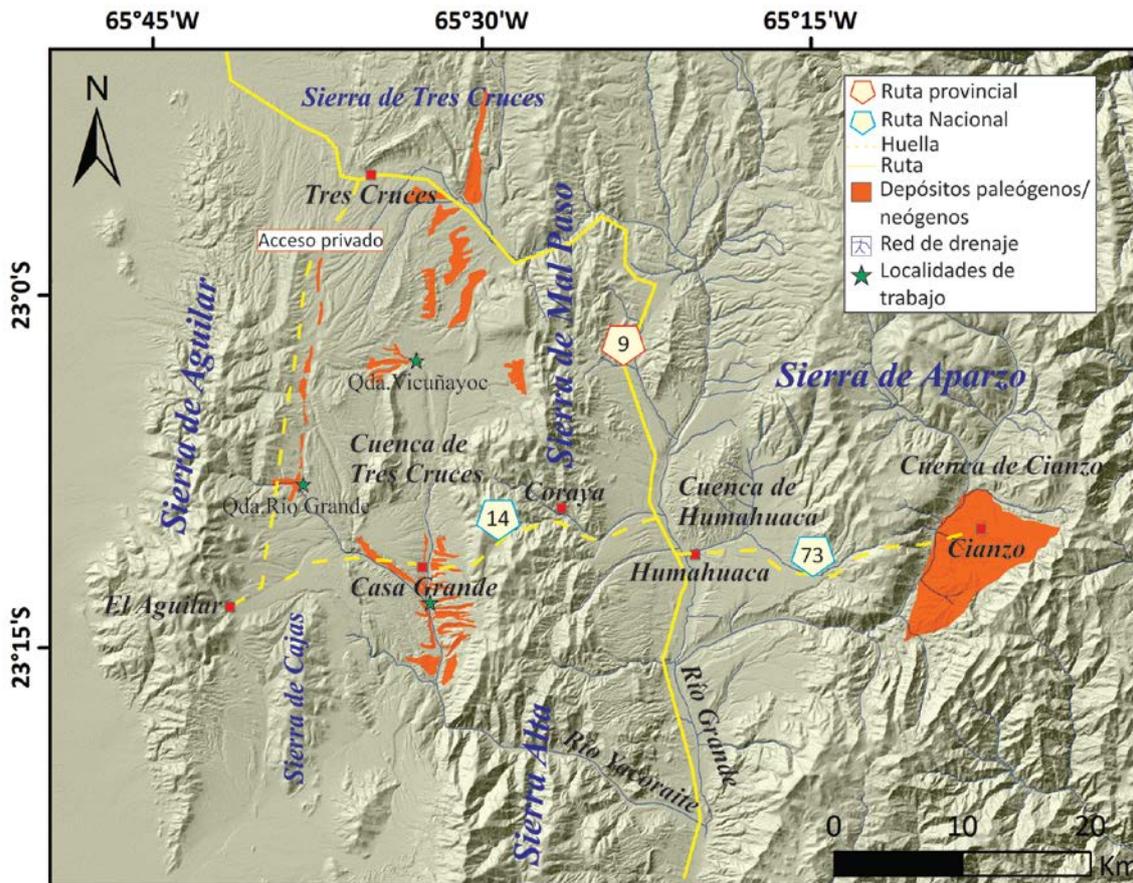


Figura 1.2. Ubicación del área de estudio y vías de acceso desde la localidad de Humahuaca.

1.5 MARCO GEOLÓGICO

1.5.1 Generalidades de la Puna y Cordillera Oriental

Entre los 22° y 24°S los Andes Centrales se dividen en las siguientes unidades morfoestructurales: Cordillera Occidental, Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Llanura Chaqueña (Fig. 1.1).

La Puna Norte o Jujeña es la continuación sur del Altiplano Boliviano cuyo límite natural está dado por la notable diferencia topográfica entre ambas unidades (Turner, 1970; Whitman et al. 1996) y continúa hasta los 27°S como Puna Austral o Catamarqueña (Alonso et al., 1984). Desde el punto de vista geológico, conforman el plateau de altura, la característica más distintiva de todo el orógeno andino, y el único conocido en orógenos no-colisionales (Allmendinger et al., 1997).

Posee una altitud de ~ 4000 m.s.n.m. (Isacks, 1988), un ancho de 150 Km y un espesor cortical de hasta 70 Km. (Götze et al., 1994; Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994, 1996; Beck et al., 1996; Götze y Kirchner, 1997). El relieve comprende una serie de fajas discontinuas, estrechas y alargadas, con direcciones generales nor-noreste,

limitadas por fallas inversas buzantes hacia el oeste que reflejan una intensa tectónica compresiva. Entre los picos y los fondos de valle no superan los 1500 metros de desnivel.

La Cordillera Oriental se caracteriza por ser un cinturón plegado y fallado cuyo estilo de deformación interna es controlado por el basamento (Colletta et al., 1990, Ramos y Aleman, 2000). El límite entre Cordillera Oriental y Puna Norte está dado por la Sierra de Cochinoca-Escaya y la Sierra de Aguilar (Fig. 1.1) donde se encuentran las mayores elevaciones (5000 m). El límite con las Sierras Subandinas, es la Sierra de Aparzo y del Hornocal (Figs. 1.1 y 1.3). La topografía comprende cadenas montañosas limitadas por fallas inversas de doble vergencia y rumbo NNE-SSO y valles intermontanos angostos y alargados, los destacados en el área son Tres Cruces, Quebrada de Humahuaca y Cianzo (Fig. 1.3).

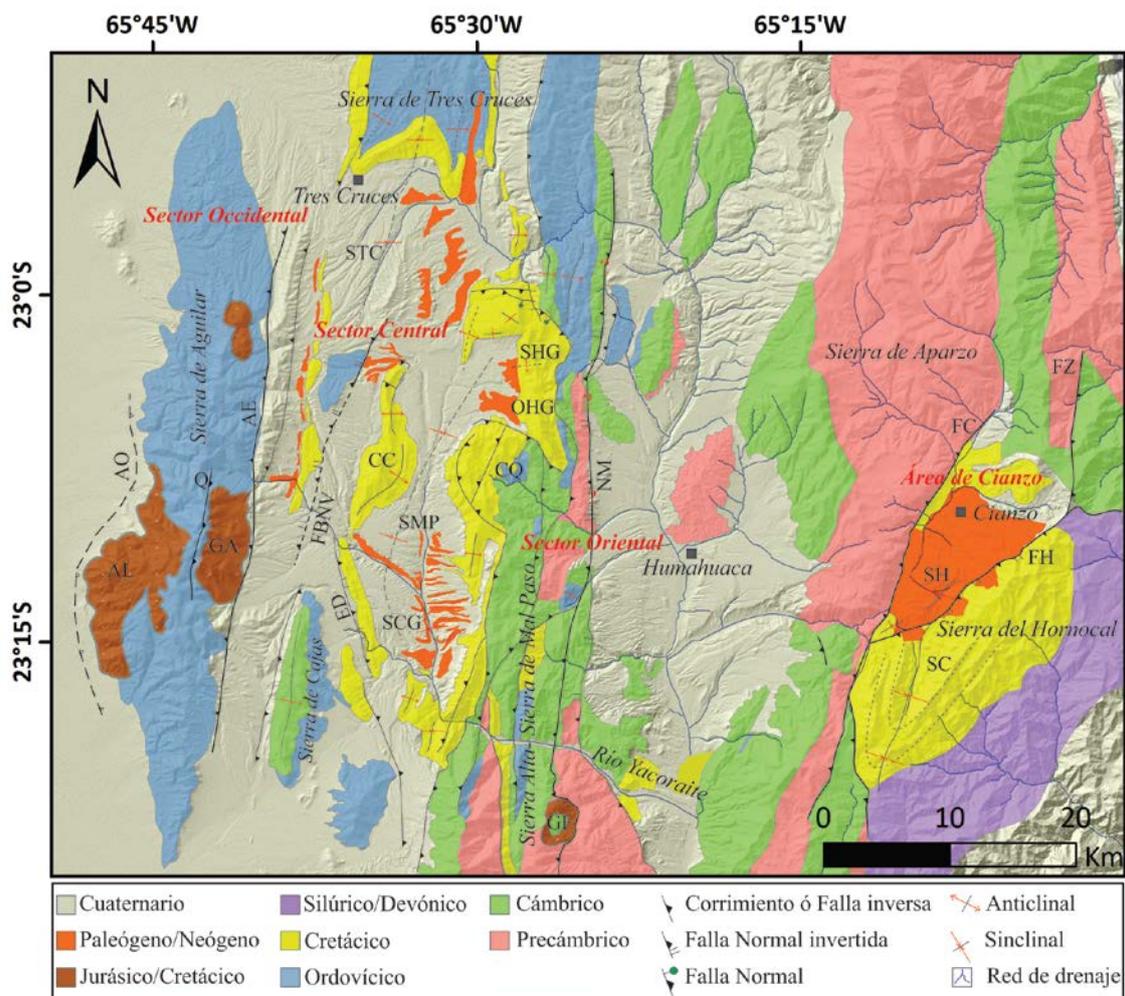


Figura 1.3. Mapa geológico de la Cordillera Oriental en la provincia de Jujuy mostrando las unidades litoestratigráficas y las estructuras tectónicas. Actualizado a partir de Kley et al. (2005); Monaldi et al. (2008) y Montero López et al. (2018). **Sector Occidental**, AO: falla Aguilar Oeste, AE: falla Aguilar Este, AL: Granito Abra Laite, Q: falla El Quemado, GA: Granito Aguilar. **Sector Central**, FBNV: falla Barro Negro-Vicuñayoc, STC: Sinclinal de Tres Cruces, ED: falla Espinazo del Diablo, SCG: Sinclinal

de Casa Grande, SMP: Sinclinal de Mal Paso, CC: Cerro Colorado, SHG: hemigraben de Sapagua, OHG: hemigraben de Ovara, CQ: hemigraben Cerro Queñoal. **Sector Oriental**, GF: Granito Fundición; NM: falla Negra Muerta. **Área de Cianzo**, FC: falla de Cianzo, SH: Sinclinal del Hornocal, FH: falla del Hornocal, FZ: falla de Zenta, SC: Sinclinal de Cianzo.

1.5.2 Estratigrafía de la Puna y Cordillera Oriental

La Formación Puncoviscana (Fig. 1.4) es la unidad estratigráfica más antigua que aflora en Puna Norte y Cordillera Oriental. La misma comprende pelitas, areniscas y grauvacas finas leptometamorfizadas depositadas en ambiente marino. Además, se destacan en la unidad venillas de cuarzo que cortan la estratificación formando una red. Esta unidad se encuentra intensamente plegada por el diastrofismo pampeano (Toselli y Weber, 1982; Toselli y Toselli, 1982 y Toselli, 1990). Estudios en la mineralogía de arcillas indican que el grado de metamorfismo está dentro del campo de la anquizona intensa-epizona. Específicamente para la zona del borde oriental de la Puna, el metamorfismo alcanzó la facies de esquistos verdes (Do Campo, 1999; González et al., 2010). Dataciones en diques ácidos que intruyen a estas rocas arrojaron edades de 533 ± 2 Ma (González et al., 2010) y 536-537 Ma sobre tobas encontradas en la localidad tipo del Complejo Puncoviscana (Escayola et al., 2011). Estas edades corresponden a edades de deformación-metamorfismo, no a depositación, vinculado a la orogenia Pampeana.

La Formación Puncoviscana está intruída por varios cuerpos plutónicos, como el plutón granítico La Quesera de edad cámbrica (530 ± 20 Ma, Borello, 1969) ubicado en el límite Puna Norte-Cordillera Oriental y el granito Fundición de edad jurásico inferior-cretácica (190 Ma -110 Ma, Zappettini, 1989) que aflora en la Sierra Alta (Figs. 1.1 y 1.3).

Por encima de la Formación Puncoviscana se asienta en discordancia el Grupo Mesón (Fig. 1.4). Esta discordancia se la conoce como discordancia Tilcara (Turner y Méndez, 1975) (Fig. 1.4). Las sedimentitas del Grupo Mesón están conformadas por conglomerados finos a medianos en la base, que pasan a areniscas cuarcíticas gris rosadas de grano fino a mediano. Los estratos de areniscas cuarcíticas presentan internamente laminación paralela y están delimitados por delgados niveles pelíticos grises y morados con laminación entrecruzada. Las características sedimentológicas y faunísticas le asignan un ambiente marino somero dominado por mareas (Sánchez, 1994; Sánchez y Salfity, 1999; Moya, 2008). El registro icnofaunístico, indica una edad cámbrica para esta unidad (Alonso y Marquillas, 1981).

Los afloramientos de la Fm. Puncoviscana y del Grupo Mesón se encuentran en el borde oriental de Puna Norte y en Cordillera Oriental formando los núcleos de basamento de la Sierra Alta/Mal Paso, Sierra de Aparzo y del Hornocal (Fig. 1.3).

Sobre el Grupo Mesón se apoyan las secuencias ordovícicas (Tremadociano-Llanvirniano). La relación estratigráfica entre ambas unidades se ha descrito como transicional (Ruíz Huidobro, 1975; Bordonaro, 1992) y discontinuidad erosiva (“discordancia Iruya”) (Fig. 1.4). Estas rocas afloran en Puna Norte (Grupo Cobres), Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Grupo Santa Victoria) (Figs. 1.3 y 1.4). La base comprende conglomerados polimícticos con intercalaciones pelíticas y arenosas, continúan bancos cuarcíticos y arenosos intercalados con pelitas con laminación paralela. El techo de la secuencia consiste en una sucesión de pelitas negras laminadas y pelitas verdes y verdes grisáceas con intercalaciones de areniscas finas que, progresivamente, se vuelven más frecuentes y más gruesas hacia la parte superior (Seggiaro et al., 2015). En los tramos cuspidales estas son dominantes y están compuestas por areniscas cuarzosas medianas grises y amarillentas. El ambiente de depositación es marino somero restringido y tranquilo, protegido de las corrientes de oleaje y sometido a la acción de las mareas y esporádicas tormentas. Corresponde a una plataforma abierta con un patrón general de somerización y progradación costera (Moya, 1988; Astini y Waisfeld, 1993). En el sector norte de la Cordillera Oriental, estas rocas afloran en la Sierra de Aguilar, Espinazo del Diablo, Sierra Alta/Mal Paso y al este de la Cuenca de Cianzo (Fig. 1.3).

El volcanismo del Paleozóico inferior alcanzó una amplia distribución en la Puna. El registro se inició en el Cámbrico tardío-Ordovícico temprano y alcanzó su máxima expresión durante el Arenigiano. Se distribuye conformando dos fajas magmáticas de orientación submeridional (NNO-SSE) conocidas como Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez, 1973) y Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma et al., 1986).

La Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Fig. 1.4) se inició al final del Cámbrico e inicios del Tremadociano (edad U/Pb 495 ± 4 Ma, Hauser et al., 2008), con carácter bimodal esencialmente lávico-subvolcánico (Coira, 2008). Comprende lavas y un importante conjunto de filones capa y diques sin-sedimentarios dacíticos y básicos tempranos. Están representados por basaltos y microgabros subalcalinos y menores dacitas que preceden a los plutones graníticos de Cobres y Tanque, conformando la caja

sedimentario-volcánica de los mismos (Coira, 2008). Asimismo, los plutones de referencia se encuadran en ese lapso temporal, con edades para la Granodiorita y Monzogranito de Cobres de U/Pb 476 ± 1 y $478\pm 3,5$ Ma respectivamente (Lork y Bahlburg, 1993; Haschke et al., 2005) y en el caso del granito Tanque de U/Pb $479\pm 1,7$ Ma (Coira, 2008).

La parte norte del cinturón eruptivo está definida por metasedimentos y el complejo magmático-sedimentario Cochino-Escaya de edad U/Pb $479\pm 1,7$ Ma, Coira et al. (en Zappettini, 2008a), el cual estuvo caracterizado por la participación de voluminosas dacitas de carácter peraluminoso y débil afinidad de arco.

La Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Fig. 1.4) ocurrió en el Ordovícico inferior a medio 490-460 Ma (Kleine et al., 2004; Coira et al., 2009; Zimmermann et al., 2014). Parte de estos afloramientos se encuentran al suroeste de la zona de estudio en el área de Huatiquina y Salina de Jama. Están representados por flujos piroclásticos, lapillitas, tobas cristalolíticas a vítreas de composición dacítica a riolítica que intercalan en secuencias turbidíticas volcanoclásticas (Coira, 2008). Generalmente esta secuencia está precedida por lavas masivas, lavas almohadilladas y hialoclásticas basálticas a andesíticas (Koukharsky et al., 1996). Son representantes de un volcanismo calco-alcalino emplazado en condiciones submarinas con etapas de volcanismo explosivo silíceo parcialmente subaéreo y lávico basáltico-andesítico (Coira, 2008). Registran periodos de inestabilidad y emergencia, evidenciados a través de gruesos niveles epiclásticos volcánicos representados por flujos de detritos volcánicos y turbiditas volcanoclásticas (Coira y Koukharsky, 2002; Coira, 2008).

Las rocas clásticas correspondientes al Ordovícico superior-Devónico están restringidas a las Sierras Subandinas y sólo 900 metros se exponen en la Sierra del Hornocal (Amengual y Zanettini, 1974) conformando el basamento de la cuenca cretácica (Figs. 1.3 y 1.4).

Durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano se produjo un régimen tectónico transtensional-extensional favoreciendo el emplazamiento de cuerpos magmáticos. El evento magmático comenzó a los ~ 160 Ma a lo largo del lineamiento Cobres-Salinas Grandes con los lamprófilos de Río Grande (Hauser et al., 2010) y el emplazamiento del stock Fundición. Con el incremento del régimen extensional se emplazaron el granito de

Abra Laite (U/Pb 153 ± 4 Ma, Cristiani, 2003), Castro Tolay y Aguilar ($150,40\pm 0,91$ Ma, Insel et al., 2012) y Tusaquillas (140 ± 1 Ma, Zappettini, 2008b). (Figs. 1.3 y 1.4).

El stock Fundición (Fig. 1.3) es una sienita alcalifeldespática de color rosado que intruye a las areniscas del Grupo Mesón y a la Formación Puncoviscana en la Sierra Alta/Mal Paso. Las edades de emplazamiento son $161,8\pm 2,7$ Ma (Haschke et al., 2005) y $160,4\pm 1,2$ Ma (Insel et al., 2012).

El complejo Aguilar-Abra Laite (Fig. 1.3) comprende rocas monzograníticas a monzodioritas que reflejan una variedad composicional desde alcalina a calcoalcalina. El granito de Aguilar es un pequeño plutón que intruyó a las metapelitas del Grupo Santa Victoria en la Sierra de Aguilar (Fig. 1.3), esta intrusión estuvo controlada por la falla Aguilar Este y falla Quemado (Cristiani et al., 2005).

Durante el Cretácico Inferior-Eoceno se instauró un rift de tipo intracontinental que generó cuencas en gran parte de la región del NOA (Viramonte et al., 1984). Los depósitos representativos comprenden las etapas de sinrift y de postrift (Salfity y Marquillas, 1994) del Grupo Salta (Turner, 1959) (Fig. 1.4). La cuenca está caracterizada por el desarrollo inicial de hemigrábenes que estuvieron desvinculados y más tarde se conectaron durante la etapa de postrift. La zona de estudio comprende a la subcuenca de Tres Cruces.

El relleno de sinrift está representado por el Subgrupo Pirgua, el cual comprende conglomerados, areniscas y pelitas rojizas depositados en ambientes sedimentarios fluviales y eólicos (Sabino, 2002; Marquillas et al., 2005). El relleno sedimentario se alojó en cubetas elongadas, fuertemente subsidentes, delimitadas por fallas normales. Los espesores son variables (Starck, 1999) aunque presentan un promedio de 700 metros (Marquillas et al., 2005). Los depósitos de postrift presentan un estilo depositacional más tabular, extendiéndose por fuera de las fosas, de esta manera los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara se distribuyen a lo largo de grandes extensiones con suaves variaciones de espesor (Starck, 1999). El Subgrupo Balbuena posee espesores no mayores a 200 metros. Está compuesto de limolitas, lutitas y arcilitas que pasan a una mayor participación de rocas carbonáticas como calizas micríticas, grainstones y packstones con oolitas y finalizan con bancos pelíticos que reflejan condiciones de inundación-somerización de ambientes mixtos marino-continental (Marquillas et al., 2005). La etapa final de postrift comprende al Subgrupo Santa

Bárbara, el espesor acumulado en la zona de estudio es de ~250 m y los ambientes sedimentarios interpretados comprenden desde fluviales entrelazados a lacustres alcalinos (Marquillas et al., 2005; del Papa et al., 2010).

Durante el Paleógeno medio a tardío-Neógeno y, conjuntamente con el inicio de la deformación compresiva andina, se depositaron 5000 metros de espesor (Siks y Horton, 2011) integrados por las Formaciones Casa Grande (Eoceno medio), Río Grande ($16,34 \pm 0,71$ - $9,69 \pm 0,05$ Ma; Siks y Horton, 2011), Pisungo y sus equivalentes en Puna Norte (Fig. 1.4). Comprenden una secuencia clástica continental grano-estratocreciente dominada por sistemas fluviales y abanicos aluviales (Boll y Hernández, 1986; Montero López et al., 2018; Siks y Horton, 2011). Estas unidades afloran en Cordillera Oriental en la región de Tres Cruces (sinclinal de Casa Grande, alrededores de Aguilar y al norte del Cerro Colorado) y en el sinclinal de Cianzo al este de Humahuaca (Fig. 1.3).

En la Puna Norte, especialmente en el borde con Cordillera Oriental, se destacan complejos volcánicos y subvolcánicos que datan desde el Oligoceno-Mioceno temprano hasta el Pleistoceno (Fig. 1.4) y que representan la estructuración del orógeno andino. Estos depósitos están cubiertos por depósitos cuaternarios aluviales, fluviales y lacustres-evaporíticos (Fig. 1.4) (López Steinmetz et al., 2018).

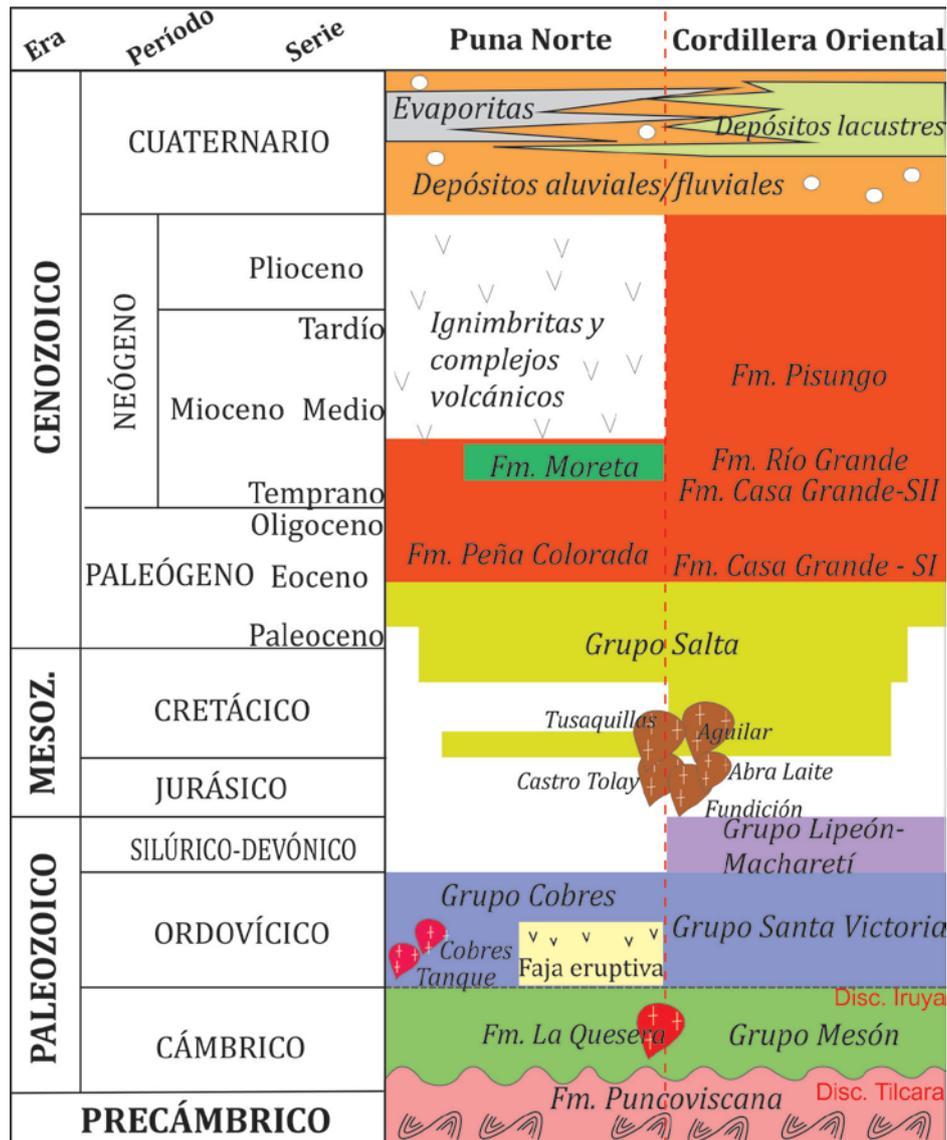


Figura 1.4. Cuadro estratigráfico de las regiones Puna Norte y Cordillera Oriental.

1.5.3 Generalidades de la Cuenca de Tres Cruces

La cuenca de Tres Cruces (Figs. 1.2 y 1.3) se encuentra en la margen occidental de la Cordillera Oriental. Es una depresión tectónica de 25 Km de ancho y 60 Km de largo aproximadamente. Está limitada por altos de basamento expuestos por corrimientos de vergencia opuestas siendo estos, Sierra de Aguilar al oeste, y Sierra Alta/Mal Paso al este que la separa de la cuenca de Humahuaca (Fig. 1.3). El área deprimida se caracteriza por presentar pliegues anticlinales y sinclinales que involucran tanto a sedimentos cretácicos como paleógenos-neógenos, que afloran entre los depósitos cuaternarios presentes.

Esta zona estuvo primeramente afectada por el fallamiento normal del rift donde se instaló la subcuenca de Tres Cruces. A partir del Eoceno medio-tardío comenzó la

inversión parcial del área y la sedimentación en una cuenca de antepaís (Jordan y Alonso, 1987; Hongn et al., 2007, Carrapa y DeCelles, 2008; Siks y Horton, 2011). Esta inversión tectónica habría estado fuertemente controlada por las estructuras cretácicas y de basamento paleozoico previas, las cuales impactaron en el estilo de la deformación resultante (Grier et al., 1991; Uliana et al., 1995; Cristallini et al., 1997; Kley y Monaldi, 2002; Kley et al., 2005, Carrera et al., 2006; Hongn et al., 2010).

Esta depresión aloja a más de 5000 metros de sedimentos clásticos continentales representados por las Formaciones Casa Grande (Sec. I y II), Río Grande y Pisungo (Siks y Horton, 2011) (Figs. 1.2, 1.3 y 1.4).

1.5.4 Marco tectónico de la Cuenca de Tres Cruces y Cuenca de Cianza

La Cuenca de Tres Cruces se divide en 3 sectores: Occidental, Central y Oriental, donde cada uno cuenta con elementos estructurales particulares (Méndez 1973; Boll y Hernández, 1986) (Fig. 1.3).

1.5.4.1 Sector Occidental

Comprende la Sierra de Aguilar, la cual está limitada por la falla Aguilar Oeste, identificada a través de perfiles sísmicos en el borde de la cuenca de Salinas Grandes (Gangui y Götze, 1996; Coutand et al., 2001; López Steinmetz y Galli, 2015; López Steinmetz et al., 2020), y la falla Aguilar Este que constituye la margen oeste de la cuenca de Tres Cruces. Es un corrimiento inverso regional N-S, de notable rechazo en superficie, su plano hunde 60° hacia el oeste y verge hacia el este (Méndez, 1973). A la altura del Valle de Vicuñaayoc, se ramifica y nace la falla Colanzuli (Fig. 1.3).

1.5.4.2 Sector Central

El sector central queda comprendido entre las fallas inversas de Tres Cruces al norte, Barro Negro-Vicuñaayoc en el centro y la falla Cajas al sur (Fig. 1.3), esta última y la de Tres Cruces presentan vergencia occidental, mientras que la falla Barro Negro-Vicuñaayoc presenta vergencia oriental (Monaldi et al., 2008). La falla Barro Negro-Vicuñaayoc tiene traza sinuosa en superficie y rumbo NNE-SSO, el rechazo es de tal magnitud que monta a la secuencia ordovícica sobre los depósitos neógenos de Río Grande. Boll y Hernández (1986) estimaron un rechazo de 6500 metros.

Hacia el centro, se expone un área con intenso plegamiento, ejemplo de esto, lo constituyen el sinclinal de Tres Cruces, cuyos flancos son subverticales a rebatidos

afectados por fallas inversas con vergencias opuestas. Hacia el norte, integra el anticlinorio de Tres Cruces donde afloran rocas ordovícicas y cretácicas, y hacia el sur preserva secuencias sedimentarias eocenas-miocenas. En el centro de la cuenca se encuentra el anticlinal de Cerro Colorado que posee una geometría de domo con terminaciones en espolón, conformado por secuencias cretácicas. Al norte de la estructura. Monaldi et al. (2008) reconocen fallas normales cretácicas, oblicuas al rift, reactivadas (Fig. 1.3). El Cerro Colorado continúa hacia el sur con la falla Central. Esta es de tipo inversa, de bajo ángulo, con vergencia oriental y limita la Sierra del Espinazo del Diablo (Fig. 1.3). Entre la falla Central y la de Cajas se ubica el anticlinal de Cajas. Es un anticlinal asimétrico con buzamiento hacia el norte, cuyo núcleo lo constituyen sedimentitas de Grupo Mesón rodeado por el Grupo Santa Victoria y cubierto por el Grupo Salta (Fig. 1.3). Hacia el este, entre el cordón del Espinazo del Diablo y la Sierra de Mal Paso se haya el Sinclinal de Mal Paso (Fig. 1.3) que involucra los sedimentos del Grupo Salta y la Formación Casa Grande. Es una estructura NO-SE levemente asimétrica, el eje buza hacia el N-NO y el flanco oriental es más escarpado. El grado de plegamiento de los estratos disminuye hacia las unidades más jóvenes lo que se interpreta como discontinuidades angulares entre el Grupo Salta y la base de la Formación Casa Grande y entre las secuencias I y II de la Fm Casa Grande (Montero López et al., 2018).

En la margen derecha de la cuenca se encuentran preservadas estructuras del rift cretácico, se destacan el hemigraben de Sapagua, el hemigraben de Ovara y el Cerro Queñoal (Fig. 1.3). El Cerro Queñoal tiene la particularidad de estar limitado por fallas transversales al rumbo N-S del rift (Monaldi et al., 2008). El hemigraben de Sapagua, está limitado al norte por una falla normal lítrica (falla Sapagua), cuyo desplazamiento generó en el bloque alto un pliegue por propagación de falla y un rechazo de 1500 m (Monaldi et al., 2008). El relleno sedimentario de sinrift está conformado por depósitos eólicos, fluviales y de flujo de detritos no canalizados con espesores variables entre 1400 y 600 metros por efecto del acuñaamiento, el espesor promedio es de 450 metros (Boll y Hernández, 1985; Monaldi et al., 2008).

Sector Oriental

Comprende el bloque alto de la Sierra Alta/Mal Paso que corresponde a la margen oriental de la Cuenca de Tres Cruces (Fig. 1.3). Este sector está esencialmente constituido por rocas precámbricas y ordovícicas, con una participación menor de

estratos cretácicos, paleógenos y neógenos. Las fallas tienen rumbos aproximadamente N-S y vergencia tanto occidental como oriental, los pliegues están subordinados y en algunos casos están fallados. La falla más importante es la falla Negra Muerta (Fig. 1.3), presenta dirección N-S, es de tipo inversa de bajo ángulo y vergencia oriental. El bloque colgante consiste en un anticlinal fallado con núcleo de rocas cámbricas y ordovícicas muy erosionadas. En su flanco occidental los depósitos de synrift tienen un espesor máximo de 1800 m y están ausentes al este de la falla, sólo aflora un espesor reducido de la Formación Yacoraita sobre rocas ordovícicas (Monaldi et al., 2008). La falla Negra Muerta podría representar una falla de borde de rift reactivada (Monaldi et al., 2008). Otra falla importante, aunque de menor porte, es la falla de Coraya ubicada al este del sinclinal de Mal Paso. Es de tipo inversa con vergencia occidental y de escaso rechazo, pone en contacto a las sedimentitas del Grupo Mesón con la base del Grupo Salta (Boll y Hernández, 1985).

1.5.5 Cuenca de Cianzo

Las estructuras principales en esta área son la falla invertida del Hornocal, la falla de Cianzo, la falla de Zenta, el sinclinal del Hornocal y el sinclinal de Cianzo (Fig. 1.3).

La Falla del Hornocal (Amengual y Zanettini, 1974) conforma el límite sur de la cuenca cenozoica cuyo relleno deformado constituye el actual sinclinal de Hornocal (Fig. 1.3). Tiene rumbo ENE, es escarpada y buza hacia el SE y fue interpretada por Salfity y Marquillas (1994) como una falla normal del borde del rift de Tres Cruces que, posteriormente fue invertida durante la orogenia andina. Las evidencias de esto, demostradas por Kley et al. (2005), son que al norte de la falla se encuentra la secuencia de postrift (Subgrupo Balbuena y Santa Bárbara) sobre estratos ordovícicos (Grupo Santa Victoria) mientras que, al sur se registraron 2000 metros de depósitos gruesos de sinrift (Subgrupo Pirgua) sobre sedimentos silúricos y carboníferos (Starck, 1999) (Fig. 1.4) volviéndose más finos conforme se alejan de la falla por consiguiente, fueron parte del margen noroeste de un hemigraben cretácico que alojó a más de 4000 metros de espesor de sedimentos. La inversión de la falla del Hornocal colocó estratos cretácicos-paleógenos sobre una espesa sucesión areno-conglomerádica neógena involucrando un desplazamiento vertical de alrededor 6500 metros (Kley et al., 2005).

Hacia el norte, en la margen este de la cuenca, se encuentra la falla inversa de Zenta (Fig. 1.3), de rumbo N-S y vergencia occidental. La misma monta sobre el relleno de la

cuenca cenozoica a las sedimentitas ordovícicas. Hacia el sur, se fusiona con la falla del Hornocal y al noroeste de la conjunción, se preserva el desplazamiento normal de la falla del Hornocal. (Kley et al., 2005).

Al pie de la falla del Hornocal se encuentra el sinclinal asimétrico del Hornocal cuyo eje tiene una dirección NE e involucra los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara y las formaciones Casa Grande, Río Grande y Pisungo (Fig. 1.3). Siks y Horton (2011) describieron estratos de crecimiento alojados en el tramo superior de la Formación Pisungo y lo correlacionaron con el desplazamiento progresivo de la falla del Hornocal para el momento de la depositación (Fig. 1.4, Mioceno tardío).

La falla de Cianzo (Fig. 1.3) conforma la margen norte de la cuenca de Cianzo, es de tipo inversa, con dirección NE-SO y vergencia oriental y pone en contacto a las sedimentitas neoproterozoicas-cámbricas sobre los sedimentos cenozoicos (Subgrupo Santa Bárbara y formaciones Casa Grande, Río Grande y Pisungo) (Siks y Horton, 2011) (Fig. 1.3).

1.6 ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE INTERÉS

1.6.1 Formación Casa Grande

La Formación Casa Grande fue definida por Fernández et al. (1973) en los afloramientos expuestos en el sinclinal de Mal Paso en el Valle de Casa Grande-Tres Cruces, Jujuy (Figs. 1.2 y 1.3). En publicaciones previas, estos depósitos corresponden a las "Areniscas Superiores" (Bonarelli, 1921), al "Horizonte U" (Hagerman, 1933) y parcialmente a las "Areniscas de Casa Grande" (Stinlg, 1947).

La Fm. Casa Grande aflora en Cordillera Oriental en las cuencas de Tres Cruces, Humahuaca y Cianzo (Figs. 1.3 y 1.4).

La Fm. Casa Grande se caracteriza por ser una unidad estrato-granocreciente marrón rojiza de espesores variables entre 80 y 800 metros en la cuenca de Tres Cruces (Fernández et al., 1973; Pascual et al., 1978; Bond y López, 1995; Montero López et al., 2018) y 1400 metros en la Cuenca de Cianzo (Siks y Horton, 2011). Apoya en discontinuidad angular sobre diferentes unidades del Grupo Salta y pasa en transición a la Formación Río Grande (Montero López et al., 2018).

En base a la presencia de una superficie de discontinuidad interna angular y cambios abruptos en el arreglo de litofacies observados en el Valle de Casa Grande-Tres Cruces, Montero López et al. (2018) propusieron su división en dos secuencias sedimentarias: Casa Grande I y Casa Grande II.

Los espesores de la secuencia Casa Grande I varían desde 160 metros en el Valle de Casa Grande a escasos metros en el área de Cerro Colorado. Está integrada por limolitas y limolitas arenosas rojizas oscuras que exhiben motas verdes, nódulos de carbonatos, bioturbaciones y trazas de raíces. Intercalan, con menor frecuencia, bancos lenticulares y tabulares de areniscas finas a medianas laminadas y estructuras entrecruzadas. El ambiente sedimentario se interpreta como llanuras fangosas vegetadas con charcas a lagos someros temporarios (Montero López et al., 2018). Otra propuesta incluye a la secuencia Casa Grande I al mismo ciclo sedimentario que la Formación Lumbrera superior (del Papa et al., 2010).

La secuencia Casa Grande II comprende 700 metros de limolitas arenosas rojizas y areniscas finas que exhiben nódulos de carbonatos, trazas de raíces y bioturbaciones. Intercalan con capas heterolíticas y capas de areniscas medianas a gruesas con ondulitas de corrientes. Hacia el techo de la secuencia, ocurren bancos de areniscas gruesas a conglomerádicas lenticulares con gradación normal, estratificación en artesa y estructuras de acreción lateral. El ambiente sedimentario se interpreta como sistemas fluviales arenosos de alta sinuosidad (Montero López et al., 2018) con proveniencia de sedimentos desde el oeste (Siks y Horton, 2011; López Steinmetz y Galli, 2015).

El registro fósil de la Formación Casa Grande es escaso y proviene de la unidad basal (CG I). Entre los materiales fósiles se encuentra *Martinmiguelia fernandezi* (Bond y López, 1995) de la familia Leontiniidae, restos de género y especie indeterminado atribuidos a la familia Isotemnidae (Bond y López, 1995) y el dasipódido basal *Pucatherium parvum*, endémico para el noroeste de Argentina (Herrera et al., 2012). El biocrón de *P. parvum* se restringe al Eoceno medio en las provincias de Salta, Jujuy y Catamarca.

Sobre la base de las características sedimentológicas y estratigráficas y del contenido paleontológico, la Formación Casa Grande I se correlaciona con la Formación Peña Colorada (Fig. 1.4) que aflora en el borde oriental de Puna Norte (Viera, 1984), con la Formación Geste en la Puna austral (Pascual, 1983; Hongn et al., 2007; Carrapa y

DeCelles, 2008), con la Formación Quebrada de los Colorados en el Valle Calchaquí y con la Formación Lumbrera superior en el Valle de Lerma (del Papa et al., 2013).

DeCelles et al. (2007) obtuvieron edades promedio de máxima edad depositacional para la Fm. Geste a partir de circones detríticos de $37,3 \pm 1,5$ Ma para niveles próximos a la base y de $35,4 \pm 0,55$ Ma hacia el techo. Asimismo, la Formación Lumbrera superior, en el valle de Lerma, también posee una datación U/Pb de 39,9 Ma proveniente de una toba que intercala al tope de la formación (del Papa et al., 2010; Powell et al., 2011).

Las primeras referencias de sedimentación-deformación paleógena provienen de la interpretación de líneas sísmicas realizadas por Monaldi et al. (1993). Posteriormente Coutand et al. (2001) y López Steinmetz y Galli (2015) interpretan el diseño en “onlap” así como el acñamiento de grupos de reflectores atribuidos al Grupo Salta y formaciones Casa Grande-Río Grande en el subsuelo de Salinas Grandes y Tres Cruces, como evidencias de deformación intracuenca. Montero López et al. (2018) describen, por primera vez, estructuras a diferentes escalas en afloramiento que indican deformación contemporánea con la sedimentación. Entre las estructuras de menor escala (centimétricas a métricas) se reconocieron rasgos de deformación en sedimento blando (SSDS: *soft-sediment deformation structures*) como: bola y cojín, laminación disturbada y estratificación convoluta irregular, diques clásticos y brechas autoclásticas. A mesoescala se observaron cuñas o abanicos de capas marcados por el adelgazamiento y cambios en el buzamiento de las capas compatibles con estratos de crecimiento. A escala regional, estos autores reconocieron al sinclinal de Mal Paso (Fig. 1.3) como una estructura de crecimiento compleja, definida por contactos en discordancia y/o disconformidad con el Grupo Salta o entre las secuencias CGI y CGII. Estas estructuras se han interpretado como producto de la actividad de la falla oriental que actualmente limita el valle, así como a la inversión de la falla Espinazo del Diablo ubicada hacia el oeste (Montero López et al., 2018).

1.6.2 Formación Río Grande

La Formación Río Grande fue definida por Pascual et al. (1978) en la Cuenca de Tres Cruces, Jujuy (Figs. 1.2 y 1.3). Aflora en el centro-norte de la cuenca de Tres Cruces con espesores registrados de 1000 metros (Pascual et al., 1978) y más de 3000 metros en la cuenca Cianzo (Siks y Horton, 2011). Las relaciones estratigráficas son de transición con la Formación Casa Grande (Pascual et al., 1978; Montero López et al.,

2018) y discordante con respecto a la Formación Pisungo (Boll y Hernández, 1986). Se caracteriza por un arreglo grano-estratocreciente castaño rojizo claro compuesto por areniscas medianas a gruesas, areniscas conglomerádicas y conglomerados dispuestos en bancos lenticulares y tabulares con contactos erosivos y gradación normal. Entre las estructuras sedimentarias se identificaron estratificación horizontal, estratificación en artesa y cruzada planar y nidos de clastos que intercalan, de manera subordinada, con lentes de pelitas modificadas pedogenéticamente. Siks y Horton (2011) interpretan a los afloramientos de la Fm. Río Grande alojados en la cuenca de Cianzo como sistemas fluviales entrelazados y distributarios proximales, con proveniencia de sedimentos desde el oeste que incrementa a fuentes locales conforme avanza la estratigrafía expuesta por las fallas del Hornocal y Cianzo (Fig. 1.3).

Hasta el presente, la Formación Río Grande carece de dataciones absolutas en el área de Tres Cruces y no se conocen registros fósiles. En base a criterios regionales se le asignó una edad entre el Oligoceno a Mioceno medio (Coutand et al., 2001). Análisis geocronológicos en tobas hacia el tope de la Formación Río Grande, en el valle de Cianzo (ubicado a 50 Km al este del área de estudio), arrojaron edades entre $16,34 \pm 0,71$ Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotita y $9,69 \pm 0,05$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina, que corroboran la edad miocena media a tardía (Siks y Horton, 2011).

Esta unidad es intruída por filones capa (Fig. 1.1) de composición dacítica (Rubiolo, 1999) de hasta 10 metros de potencia que podrían ser equivalentes al magmatismo dacítico-andesítico de la Formación Moreta (Fig. 1.4) expuesta a lo largo de la serranía de Escaya-Cochinoca (Fig.1.1) al norte de la Cuenca de Tres Cruces (Coira, 1979).

CAPÍTULO 2

Metodología y Materiales



Harold Fisk, 1944

2 Metodología y Materiales

2.1 ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS

Se escogieron tres perfiles para un análisis sedimentológico y estratigráfico de detalle, donde las sucesiones sedimentarias de las formaciones Casa Grande (Sec. II) y Río Grande se encuentran expuestas de manera continua y, donde existen trabajos previos de mapeo estructural que permiten vincular la sedimentación y la tectónica. Las áreas seleccionadas son: 1- Sinclinal de Casa Grande, Valle de Casa Grande 2- Quebrada del Río Grande y 3- Quebrada del Río Vicuñayoc. De esta manera, se propició una integración y correlación más efectiva de la información estratigráfica y sedimentológica de las unidades de estudio entre el centro y sur de la cuenca de Tres Cruces (Figs. 1.2 y 1.3). Las tareas abordadas comprenden tareas de campo y de gabinete las cuales se detallan a continuación.

2.1.1 Relevamiento de perfiles estratigráficos

Para el relevamiento de perfiles estratigráficos se abordó una metodología tradicional que consistió en la realización de las siguientes tareas: medición de espesores reales utilizando el báculo de Jacob, cinta métrica y brújula geológica; descripción detallada y toma de fotografías de las litologías y estructuras sedimentarias presentes; muestreo litológico para estudios petrográficos, difracción de rayos X y análisis de tamaño de partícula y análisis de procedencia que incluyeron medición de paleocorrientes y conteo de clastos.

2.1.2 Estudios petrográficos

Los estudios petrográficos se realizaron en 45 muestras de roca en las que se consideró la mineralogía, texturas y estructuras primarias y secundarias diagenéticas siguiendo los criterios de Folk et al. (1970); Folk (1974) y Pettijohn (1980) y pedogenéticas de Andreis (1981), Reinhardt y Sigleo (1988) y Retallack (1990). Los cortes delgados fueron preparados en el laboratorio de preparación de muestras geológicas (LABGEO-CICTERRA-UNC) y observados con un microscopio petrográfico Leica DM 4500 P LED con iluminación transmitida-reflejada y cámara digital incorporada (CICTERRA-CONICET-UNC).

2.1.3 Composición modal de las areniscas medianas

Para la obtención de la composición modal de areniscas se utilizaron 23 secciones delgadas de las unidades estratigráficas de estudio, un microscopio petrográfico Leica DM 4500 P LED con iluminación transmitida-reflejada y cámara digital incorporada (CICTERRA-CONICET-UNC), una platina de conteo de puntos y un software (Logiciel) en el cual se registraron los componentes de cada muestra durante el análisis. El conteo se realizó en 350 puntos siguiendo el método de Gazzi-Dickinson el cual considera los fragmentos $\geq 62 \mu\text{m}$ (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985). Los datos crudos registrados y porcentajes recalculados se expresan en el apéndice y en el capítulo 3 (3.2.1). Adicionalmente se realizaron diagramas ternarios que muestran la composición de los fragmentos líticos (Lm-Ls-Lv) y la relación de la composición de las areniscas con los ambientes geodinámicos del área de procedencia (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Garzanti et al., 2007). Los diagramas se ilustran en el capítulo 5 (5.5).

2.1.4 Difracción de rayos X: Roca total y Mineralogía de arcillas

Mediante la difracción de rayos X en roca total y minerales de arcilla, se estableció la presencia y cantidad de fases minerales presentes con el fin de distinguir niveles de correlación entre los perfiles, procedencia y discriminar la influencia del clima en el registro fluvial (Chamley, 1990; Clift et al., 2014).

Las muestras fueron tratadas en el Laboratorio de minerales de arcilla (CICTERRA-UNC) siguiendo la metodología clásica de Moore y Reynolds (1989) y Clauer (1997). El análisis de arcillas incluye tres etapas: secado al aire, glicolado y calcinado. Las mediciones se efectuaron en el Laboratorio de microscopía electrónica y análisis por rayos X (LAMARX-FAMAF-UNC) con un difractómetro Philips PW1800/10 bajo condiciones de trabajo estándar de 40 Kv, 30 mA. y ángulos de barrido 2θ entre 3° y 40° . Para el procesamiento de los difractogramas se utilizó el software X'Pert HighScore y los principios de identificación de minerales de Moore y Reynolds (1989).

2.1.5 Análisis de tamaño de partículas

El análisis de tamaño de partícula se realizó en 7 muestras de la columna estratigráfica del Valle de Casa Grande (Qda. Larga) que permitió clasificar la textura de las rocas según Udden-Wentworth (Wentworth, 1922), con el fin de discriminar posiciones

relativas de los depósitos de llanura de inundación con respecto a los canales principales.

El tratamiento de las muestras se realizó en el Laboratorio de minerales de arcilla (CICTERRA-UNC) siguiendo las técnicas propuestas por Moore y Reynolds (1989) y Carver (1971). La lectura de las muestras se llevó a cabo con en el Laboratorio de geoquímica (LABGEO-CICTERRA-UNC) donde se encuentra el analizador granulométrico Horiba Scientific modelo LA950, con un rango de medición de 0,01-3000 μm y un sistema computarizado para el procesamiento de datos.

2.1.6 Análisis de litofacies, elementos arquitecturales e interpretación del ambiente sedimentario

Para la caracterización de litofacies sedimentarias se analizó en su conjunto atributos tales como: litología, composición, estructuras sedimentarias, color y tamaño de partículas. Asimismo, para el entendimiento de los factores que condicionaron el tipo de facies y su distribución se siguieron los conceptos de Allen (1968); Reineck y Wunderlich (1968); Andreis (1981); Eugster y Kelts (1983); Reinhardt y Sigleo (1988); Retallack (1990); Taylor y Goldring (1993); Miall (1996); Bridge (2003); Collinson et al. (2006); Baas et al. (2011); North y Davidson (2012); Dasgupta et al. (2017); entre otros autores. El desarrollo del análisis de facies se expone en el capítulo 3 (3.3). Para el análisis de los elementos arquitecturales se estudiaron las asociaciones de facies que guardan una relación física y genética entre sí, tanto en la vertical como en la lateral, la geometría y dimensiones de los cuerpos, las superficies limitantes y las jerarquías de las mismas. Para la comprensión de los mecanismos involucrados en la formación de los elementos arquitecturales y el posterior ordenamiento de los mismos en el ambiente sedimentario correspondiente, se siguieron los conceptos de Allen (1973); Hein y Walker (1977); Friend et al. (1979); Allen (1983); Friend (1983); Galloway y Hobday (1983); Sneh (1983); Blakey y Gubitosa (1984); Nanson et al. (1986); Pizzuto (1987); Rust y Nanson (1989); Smith et al. (1989); Dreyer (1993); Karpeta (1993); Miall (1996); Kraus y Gwinn (1997); Kraus y Wells (1999); Bridge (2003); Capuzzo y Wetzell (2004); Slingerland y Smith (2004); Collinson et al. (2006); Fielding (2006); Gibling (2006); Lunt (2006); Mrinjek et al. (2006); Bridge y Demicco (2008); Pizzuto et al. (2008); Ghazi y Mountney (2009); Huerta et al. (2011) Hajek y Wolinsky (2012); Ford y Pyles, (2014); Froude et al. (2017); Herbert et al. (2020); entre otros autores. Los resultados se exponen en el capítulo 3 (3.4; 3.5 y 3.6).

2.1.7 Procedencia

Con el objetivo de inferir las posibles fuentes litológicas que aportaron al relleno paleógeno-neógeno de la cuenca de Tres Cruces, la composición de las mismas y determinar la dirección regional predominante del paleoflujo, se integraron los resultados obtenidos a partir de los análisis sobre la composición modal de las areniscas medianas, la mineralogía de arcillas, el conteo de clastos conglomerádicos y de paleocorrientes. Los resultados se exponen en el apéndice y se desarrollan en el capítulo 5.

Las mediciones para paleocorrientes fueron tomadas sobre estratificaciones y laminaciones entrecruzadas con el apoyo de una brújula geológica y basado en los criterios de Potter y Pettijohn (1963). Posteriormente en gabinete, los datos fueron procesados y graficados en diagramas de rosa con la ayuda del software *Stereonet* (Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013).

Para el conteo de clastos conglomerádicos se escogieron los niveles gravosos en ambas unidades de estudio. Con la ayuda de una grilla de 50 x 50 cm se contaron ~100 clastos en un área de 1m² siguiendo el método estadístico propuesto por Howard (1993). Asimismo, se realizó un muestreo de los clastos para mejorar la identificación de las litologías.

2.2 TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA

La herramienta de termocronología de baja temperatura se puede usar para medir el tiempo y la velocidad a la que se enfrían las rocas. Los termocronómetros como trazas de fisión en apatitas (AFT: *Apatite Fission Track*) y (U-Th-Sm/He) en apatitas y circones tienen una temperatura de cierre baja entre ~ 190°C y ~ 60 °C (Green et al., 1989b; Farley, 2000; Reiners et al., 2004) y son usadas para estimar edades de enfriamiento en la parte superior ~ 3-4 Km de la corteza terrestre. Asimismo, las relaciones de elevación topográfica y edad de enfriamiento a partir de muestras recolectadas en una transecta vertical se utilizan para calcular tasas de exhumación y el tiempo de inicio de la deformación (Fitzgerald et al., 1995; Reiners y Brandon, 2006). El uso de ambas técnicas y la información de la geología regional en su conjunto, pueden ser especialmente eficaces para conocer la evolución térmica de la cuenca y estimar la edad de la estructuración de la misma.

En base a los mapas geológicos existentes (González et al., 2003) y de detalle (Montero López et al., 2018; Monaldi, 2008; Kley et al., 2005), se escogieron tres áreas para realizar el muestreo de oeste a este: Sierra de Aguilar, Sierra Alta/Mal Paso y Sierra de Aparzo cubriendo el ancho de la Cordillera Oriental (Figs. 1.1 y 1.3). Se colectaron 13 muestras de roca de 5 Kg cada una, en 5 perfiles de altura. Las muestras pertenecen a metasedimentitas y sedimentitas (Fig. 2.1 A; arenisca fina a mediana: 250 μ m) de la Fm. Puncoviscana, Grupo Santa Victoria y Subgrupo Pirgúa (Fig. 1.4). La muestra GA2 proveniente del granito de Aguilar y la muestra GF2 del granito Fundición (Fig. 1.4) pertenecen a la colección del laboratorio de Termocronología de la Universidad de Potsdam.

Se realizó una descripción microscópica de las muestras a modo de control, considerando principalmente la granulometría, la mineralogía, la textura y estructuras que puedan indicar temperaturas a la cual la roca pudo haber estado sometida. Se seleccionaron 10 muestras potenciales para Termocronología. Se realizó un pre-concentrado simple en la Universidad de Salta y se perfeccionó en el laboratorio de Preparación de muestras del Instituto de Geociencias de la Universidad de Potsdam. Para la concentración de minerales de apatitas y circones se siguieron las técnicas estandarizadas de Grist y Ravenhurst (1992a, b), las cuales comprende una separación física (trituration, molienda, tamizado y separación magnética) y otra química con líquidos densos (Heteropolitungstato de sodio y Diyodometano, Fig. 2.1 B).

2.2.1 Trazas de fisión en apatitas (AFT)

Se realizó el montaje de apatitas y el tratamiento químico (etching) para el revelado de trazas espontáneas siguiendo la técnica propuesta por Sobel y Seward (2014).

Para el conteo de trazas de fisión se aplicó el método de Detector Externo propuesto por Hurford y Green (1983) y Wagner y Van den Haute (1992) junto a estándares de Durango y vidrios dosimétricos IRMM 540 (15 mg/Kg de U), cada uno acompañado de una lámina de mica en contacto con la superficie pulida (Fig. 2.1 C). En el Laboratorio de termocronología de la Universidad de Potsdam, mediante el microscopio Leica DMR con el software FT Stage incorporado (Fig. 2.1 D), se llevó a cabo el conteo de las densidades de trazas espontáneas e inducidas usando el método de calibración zeta (Hurford y Green, 1982) (AYELÉN LAPIANA ζ : 339,52 \pm 21,7) y de los parámetros cinéticos (longitud de trazas confinadas y Dpar). Además, se calculó la concentración de

Uranio para los granos individuales seleccionados y fechados. Únicamente la muestra SV651 fue procesada y medida en el Laboratorio de LA. TE ANDES S.A bajo estándares similares. En gabinete se procesaron los datos crudos para la obtención de las edades de trazas de fisión en apatitas. Para el cálculo de edades y su error asociado se utilizó el programa TrackKey© (Dunkl, 2002). Los datos analíticos se expresan en el apéndice y en el capítulo 6.

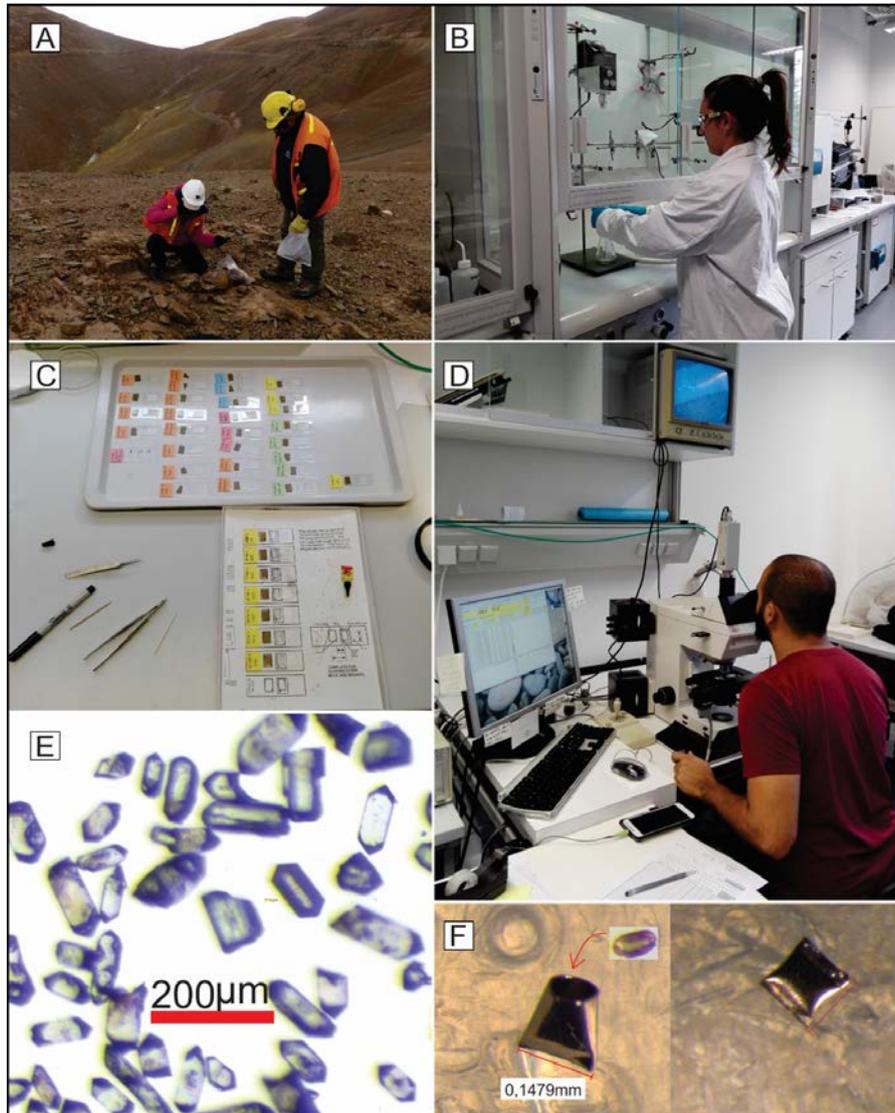


Figura 2.1. Técnicas de Termocronología de baja temperatura realizadas en la Universidad de Potsdam, Alemania. A) Muestreo de la Sierra de Aguilar a 5000 m.s.n.m. B) Separación química mineral utilizando líquidos densos en el Laboratorio de preparación mineral. C) Montaje del par irradiado muestra-mica. D) Microscopio Leica DMR con el software FT Stage incorporado, utilizado para el conteo de trazas de fisión, Laboratorio de termocronología, Universidad de Potsdam. E) Método (U-Th-Sm/He). Concentrado final de cristales preparados para su selección, medición de largo y ancho de caras y empaquetado. F) Proceso de empaquetado. Lámina de parafina sobre la cual se observa un tubo de metal especial micrométrico utilizado para el empaquetado individual de los cristales seleccionados.

2.2.2 (U-Th-Sm/He) en cristales de apatita y circón

A partir del concentrado final de minerales se realizó la selección de cristales de apatitas y circones (Fig. 2.1 E) utilizando un microscopio binocular de alta resolución y cámara digital incorporada ubicado en el Laboratorio de termocronología de la Universidad de Potsdam. Se seleccionaron 5 alicuotas de cada muestra preferentemente $> 60\mu\text{m}$, euhedrales, libre de inclusiones y zonaciones. Se efectuaron las mediciones del largo y ancho de los cristales y se empaquetaron en tubos especiales (Fig. 2.1 D).

Las mediciones de U-Th-Sm/He se realizaron en los laboratorios de (U-Th-Sm/He) de la Universidad de Potsdam y en el laboratorio de GFZ (*German Research Center of Geosciences*). Los resultados se expresan en el apéndice y en el capítulo 6.

2.2.3 Modelado inverso

Con el fin de conocer la historia térmica que mejor se ajuste al conjunto de datos obtenidos, se realizaron modelados inversos multimuestra utilizando el programa QTQt (Gallagher, 2012) que emplea un enfoque estadístico Bayesiano transdimensional de Markov Monte Carlo (MCMC). Los datos de AFT fueron modelados usando el modelo de recocido (*annealing model*) de Ketchum et al. (2007). Los valores D_{par} se incorporaron como control de las edades de AFT, y se incorporaron las longitudes de las trazas confinadas proyectadas.

En los modelos se incluyeron las edades AHe siempre y cuando: 1. Las edades AFT de la muestra sean mayores que las edades AHe en el perfil de elevación. 2. Edades reproducibles cuando el D.S. 1σ es $<20\%$ de la edad media (Flowers et al., 2009; Flowers y Kelley, 2011), ver apéndice: tabla K. 3. Edades AHe que muestren una correlación positiva intramuestra entre la edad y la eU y/o el tamaño de grano (por ejemplo, Flowers et al., 2007; Reiners y Farley, 2001).

Los datos ZHe y AHe fueron modelados teniendo en cuenta el control de daño por radiación y tamaño de grano (Reiners y Farley, 2001; Gautheron et al., 2009; Guenther et al., 2013). Las edades con errores analíticos no fueron consideradas en los modelados. Las muestras modeladas se expresan en el capítulo 6 en las las tablas 6.2 y 6.3. Las interpretaciones finales se basan en aquellos modelos cuyo error se encuentra dentro de los valores 0,5 y -0,5 (birth y death).

CAPÍTULO 3

Estratigrafía y Sedimentología



Harold Fisk, 1944

3 Estratigrafía y Sedimentología

3.1 ESTRATIGRAFÍA

3.1.1 Características de los contactos estratigráficos

La Formación Casa Grande se apoya sobre las unidades superiores del Grupo Salta (Figs. 3.1, 3.2). En el área del Valle de Casa Grande (Fig. 1.3) la secuencia I de la Formación Casa Grande está limitada por relaciones estratigráficas discordantes que la separan de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta) y de la secuencia II respectivamente, esta última es una discontinuidad de carácter estratigráfico intraformacional y está acompañada por cambios bruscos de facies (Montero López et al., 2018).

El contacto entre la secuencia Casa Grande II y la Formación Río Grande es de tipo transicional (Pascual et al., 1978; Montero López et al., 2018). En las Quebradas de Río Grande y Vicuñaayoc (Figs. 3.1 B, 3.2) se exhiben 1600 metros de espesor que permiten observar y registrar de manera continua el pasaje entre ambas unidades.

La transición estratigráfica (Figs. 3.1 B, 3.2) se caracteriza por: 1) un incremento paulatino en la granulometría, desde bancos arenosos y sabulíticos a bancos arenoconglomerádicos, acompañado por un cambio en la coloración de los estratos de colores rojizos a grisáceos y además, por la aparición de los primeros clastos de calizas oolíticas derivados del Grupo Salta; 2) un cambio en la geometría de los bancos desde lenticulares a tabulares (Fig. 3.1 B) y 3) aumento de las sucesiones arenoconglomerádicas y la reducción de bancos pelíticos. El techo de la Formación Río Grande (Fig. 3.2) es discordante con la Formación Pisungo (Boll y Hernández, 1986).

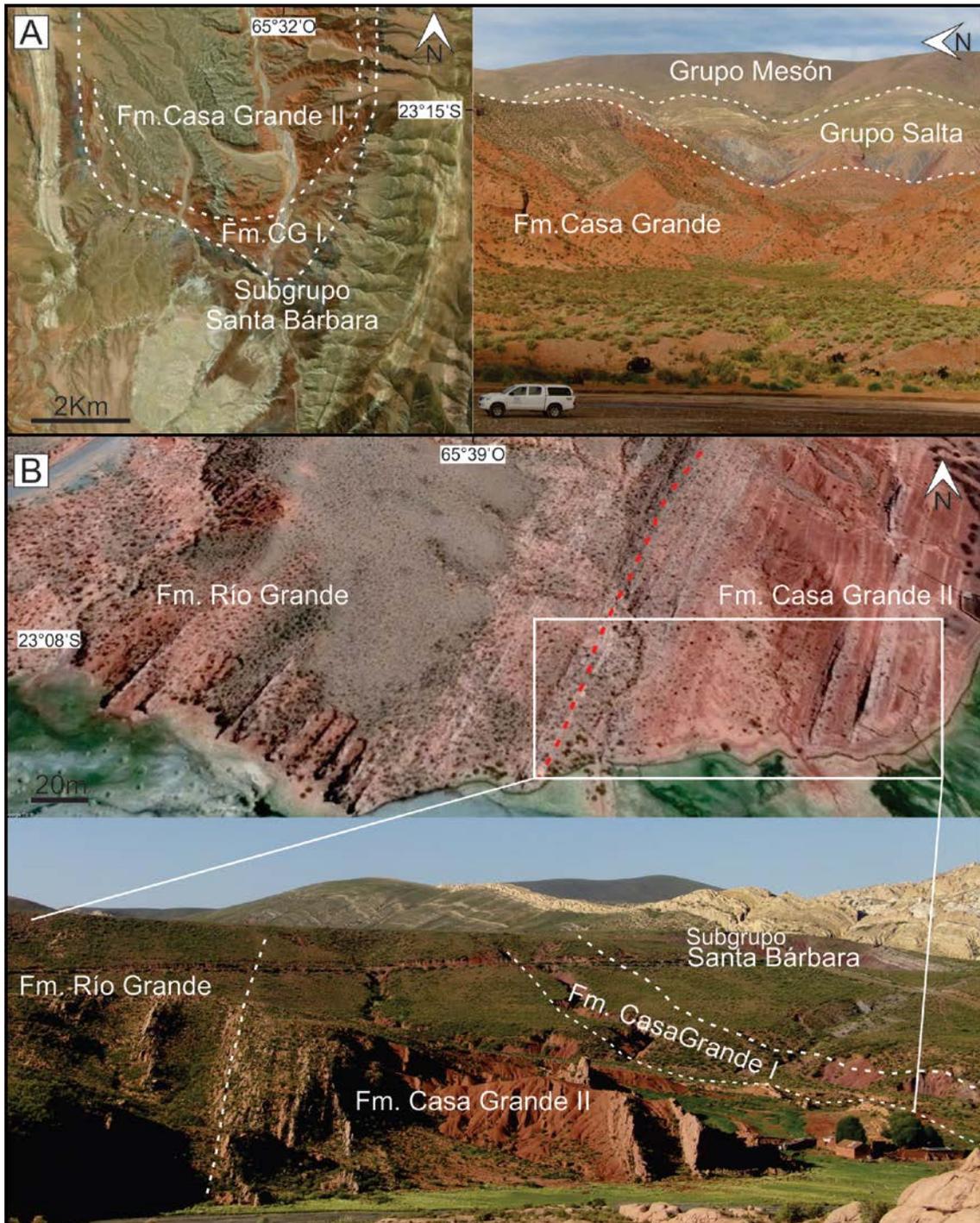


Figura 3.1. A) Afloramientos de la Fm. Casa Grande en el Sinclinal de Mal Paso, Valle de Casa Grande. Izquierda: Imagen satelital del Sinclinal de Mal Paso donde se muestra con líneas punteadas los límites entre el Subgrupo Santa Bárbara y las secuencias I y II de la Fm. Casa Grande. Derecha: Vista de los depósitos de la Fm. Casa Grande y de las unidades que conforman el basamento Grupo Salta y Grupo Mesón. B) Formaciones Casa Grande y Río Grande en la Quebrada de Río Grande. La imagen muestra la transición entre ambas unidades de estudio. El contacto está marcado por la línea punteada roja y equivale a la exposición del primer clasto de caliza oolítica perteneciente al Grupo Santa Bárbara. Además, se puede apreciar la geometría lenticular (techo de CG) y tabular (RG) de los canales y la reducción de los espesores de los bancos pelíticos conforme avanza la estratigrafía. La fotografía muestra cómo lucen los afloramientos de la imagen satelital (rectángulo blanco) en el campo. Se señalan con líneas punteadas blancas los contactos estratigráficos entre las unidades de interés y con el basamento.



Figura 3.2. Imagen Google-Earth de la Quebrada de Río Grande. En líneas punteadas blancas se marcan el contacto basal con los depósitos del Grupo Salta y en el techo, el contacto con la Fm. Pisungo.

3.1.2 Edad

Hasta la fecha, el registro sedimentológico cenozoico de la cuenca de Tres Cruces carece de dataciones absolutas. Las inferencias sobre las máximas edades depositacionales se basan en el registro fósil de la secuencia I de la Formación Casa Grande (Bond y López 1995; Herrera et al., 2012) y por correlaciones con otras unidades en base a las características sedimentológicas, estratigráficas y del contenido paleontológico (Pascual, 1983; Hongn et al., 2007; Carrapa y DeCelles, 2008; Del papa et al., 2010). De esta manera, se infiere una edad Eoceno ¿medio? (39,9-35 Ma) para los sedimentos de la base de la Fm. Casa Grande (DeCelles et al., 2007; del Papa et al., 2010; Powell et al., 2011; del Papa et al., 2013). Edades absolutas se conocen para los depósitos de la Formación Río Grande, expuestos en el valle de Cianzo, que arrojan edades Mioceno medio a tardío (16-10 Ma) (Siks y Horton, 2011). Para más información ver 1.6: Antecedentes y estado actual del conocimiento de las unidades litoestratigráficas de interés.

3.2 SEDIMENTOLOGÍA

La sucesión sedimentaria estudiada presenta un diseño granocreciente en la que se distingue una base mayormente pelítica, representada por el perfil del Valle de Casa Grande, un tramo medio areno y areno-gravoso y un techo o tramo superior predominantemente gravoso (Fig. 3.3). tanto el medio como el techo de la sucesión están representados por los perfiles Qda de Río Grande y Qda Vicuñaoc.

En este apartado se analizarán las características de las areniscas y de los conglomerados mientras que, el material pelítico se analizará en detalle en las facies de pelitas y en el apartado 3.5: Asociaciones de minerales presentes en las llanuras de inundación como proxy climático.

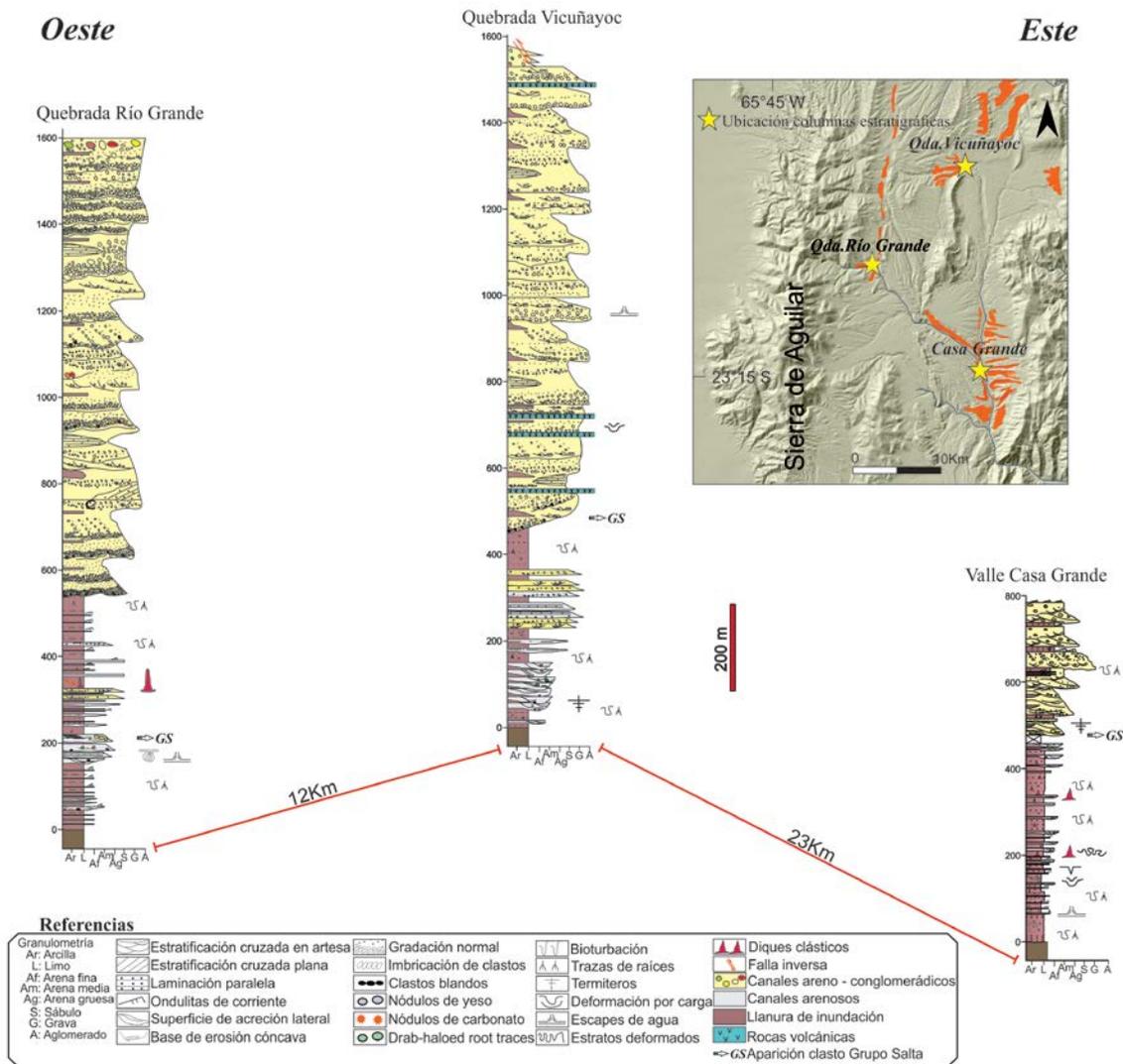


Figura 3.3. Estratigrafía detallada de la sucesión sedimentaria Casa Grande II - Río Grande. Obsérvese la imagen satelital para localizar las diferentes columnas dentro de la cuenca de Tres Cruces.

3.2.1 Características generales del material psamítico

En general las areniscas de la base (Fig. 3.3) muestran un amplio rango composicional. Se clasifican mayormente como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, y en menor medida como sublitoarenitas, subarcosas y arcosas líticas (Fig. 3.4; Tabla 3.1), mientras que en el tramo medio y superior (Fig. 3.3) el rango composicional es más homogéneo, en su mayor parte resultan litoarenitas y en menor medida litoarenitas feldespáticas (Fig. 3.4; tabla 3.1). El porcentaje de matriz es $\leq 5\%$ aunque eventualmente en la base puede ser mayor e incluso presentar valores superiores al 15% clasificándose como

vaques de acuerdo con Dott (1964). El tamaño de grano dominante varía entre arena fina y mediana en los niveles de la base y arena mediana a gruesa en los niveles del tramo medio a superior.

En todo el intervalo estratigráfico estudiado el componente principal es el cuarzo monocristalino. La base tiene los porcentajes mayores entre 50% y 73%, el tramo medio entre 41 y 59% y en tramo superior comprende entre 53% y 36% (apéndice: tabla C y E). La gran mayoría de los individuos son subangulosos a subredondeados, están limpios y presentan extinción recta (Fig. 3.5 A; Qmr), aunque también se reconocen cuarzos con extinción ondulosa (Fig. 3.5 A; Qmo) y cuarzos engolfados con eventual preservación de una pasta vítrea alrededor (Fig. 3.5 B; Qme). En cuanto a la fracción policristalina los porcentajes varían entre 4 y 11% en la base y medio, y se incrementa hasta un 14% en el tramo superior de la sucesión de estudio (apéndice: tabla C y E). Se distinguen individuos foliados (Fig. 3.5 C; Qpf) que generalmente están redondeados, son escasos en la base y alcanzan hasta un 4% hacia el tramo superior, e individuos policristalinos gruesos y finos que, incluyendo ambas variedades, no superan el 10% sin variaciones en los tramos suprayacentes (Fig. 3.5 A y C; Qp). El cuarzo total promedio es de 69% en la base, 58% para el medio y 54% para el tramo superior (Tabla 3.1).

Los feldespatos incluyen a las variedades alcalinas potásicas (K) como ortosa (Fig. 3.5 A) y microclino (Fig. 3.5 D), plagioclasas (Fig. 3.5 A y E; P) fácilmente reconocidas por su macla polisintética, pertitas y feldespatos con textura gráfica (KP). Los cristales generalmente están limpios, aunque se han observado cristales alterados a arcillas y con desarrollo de porosidad secundaria. Los porcentajes varían entre 4% y 20% y en promedio 12% sin variación significativa lo largo de la sucesión sedimentaria. En una única muestra, dentro del tramo superior, se observó la asociación de cuarzo-microclino-feldespato con textura gráfica (Fig. 3.5 F).

Los fragmentos líticos inestables alcanzan en promedio el 20% de la fracción clástica en la base, el 31% en el tramo medio y el 34% en el techo de la sucesión sedimentaria (tabla 3.1). Entre éstos domina la participación de líticos sedimentarios (Ls), le siguen en orden de importancia los fragmentos metamórficos (Lm) y por último líticos volcánicos (Lv). Dentro de los líticos sedimentarios se reconocen pelitas (Fig. 3.5 A; Pe), areniscas (Ar), areniscas cuarzosas (Fig. 3.5 F; ArQ) y calizas oolíticas (Fig. 3.5 E; Ca). La mayoría de los individuos sedimentarios son subangulosos a angulosos. Los

clastos metamórficos son de bajo grado, abundan las metapelitas (Fig. 3.6 A; Mp) y eventuales metacuarcitas (Fig. 3.6 B; Cu) redondeadas y raramente filitas (Fta). Dentro de los líticos volcánicos aparecen volcanitas de textura microlítica con fenocristales de plagioclasa reemplazados a sericita en una pasta vítrea totalmente alterada a óxidos de hierro (Fig. 3.6 C; V) y volcanitas con textura vítrea con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, de caras limpias, dentro de una pasta félsica (Fig. 3.6 D; V). Todos los fragmentos volcánicos son subredondeados.

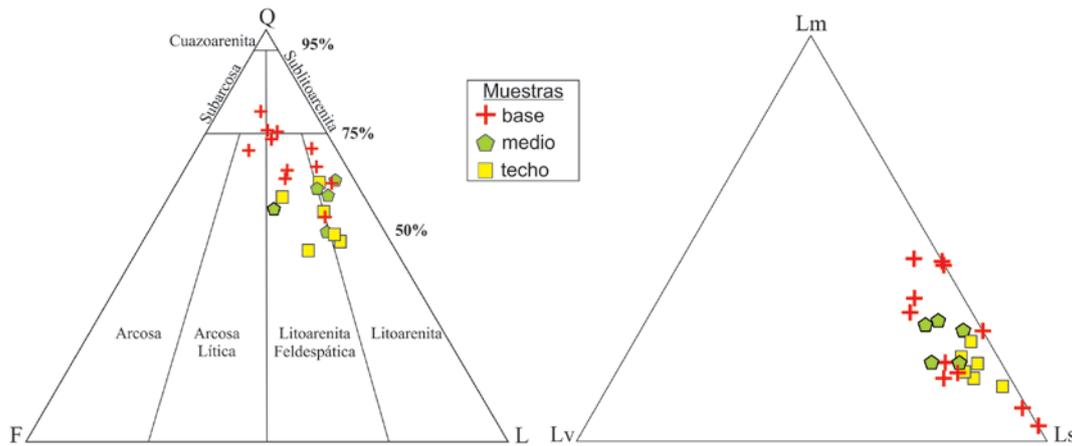


Figura 3.4. Diagrama QFL de Folk et al. (1970) para la clasificación de areniscas. Diagrama triangular de líticos inestables Lm: líticos metamórficos, Lv: líticos volcánicos; Ls: líticos sedimentarios (Folk et al., 1970).

Según los porcentajes recalculados de Ls, Lm y Lv (Tabla 3.1; Fig. 3.4) la composición relativa promedio entre los componentes líticos es en la base $Lm_{26} Lv_6 Ls_{68}$; en el tramo medio $Lm_{25} Lv_{10} Ls_{65}$ y en el techo $Lm_{18} Lv_6 Ls_{76}$. Dentro del intervalo de estudio, se distingue un aumento relativo constante en la participación de líticos sedimentarios a expensas de una disminución en la participación de líticos metamórficos. Los líticos volcánicos presentan un aumento relativo en la sección media, no obstante, hacia el techo disminuyen nuevamente.

Muestras	Q	F	L	Lm	Lv	Ls
<u>Base</u>						
2.15	80%	11%	9%	37%	0%	63%
18.15	75%	10%	15%	27%	0%	73%
20.15	74%	12%	14%	44%	0%	56%
26.15	66%	13%	22%	45%	6%	49%
27.15	64%	14%	22%	35%	10%	54%
31.16	54%	10%	35%	8%	1%	91%
34.16	67%	6%	27%	16%	9%	74%
35.16	63%	5%	32%	19%	12%	69%
41.16	76%	12%	12%	4%	0%	96%
42.16	71%	18%	11%	32%	13%	55%
81.18	71%	5%	24%	15%	14%	71%
<u>Medio</u>	69%	11%	20%	26%	6%	68%
83.18	60%	7%	33%	19%	15%	66%
86.18	61%	8%	30%	29%	11%	60%
90.18	64%	4%	33%	27%	4%	69%
44.16	57%	20%	23%	30%	8%	62%
647.	51%	12%	37%	19%	9%	72%
<u>Techo</u>	58%	10%	31%	25%	10%	65%
48.16	50%	11%	39%	17%	9%	74%
50.16	56%	10%	34%	14%	3%	84%
51.16	49%	10%	41%	21%	7%	72%
68.18	59%	17%	24%	16%	8%	77%
71.18	47%	18%	36%	24%	4%	72%
89.18	63%	7%	30%	19%	5%	76%
	54%	12%	34%	18%	6%	76%

Tabla 3.1. Abundancia porcentual recalculada según Folk et al. (1970) para las muestras de areniscas analizadas desde la base al techo de la sucesión sedimentaria de estudio, a partir de las tablas C y E (apéndice). Q: Cuarzo total, F: Feldespato total, L: Total fragmentos líticos inestables (S+M+I). Ls: Líticos sedimentarios, Lm: Líticos metamórficos + cuarzo foliado, Lv: Líticos volcánicos.

Los accesorios identificados son micas, preferentemente muscovitas, opacos, oolitas carbonáticas (Fig. 3.5 A) y raramente diópsido (Fig. 3.5 C). Los cementos principales son: 1) óxidos de hierro (hematita) identificado por su coloración rojiza y baja birrefringencia (Fig. 3.6 E y F). Se lo encuentra diseminado en la matriz, como rebordes de granos, poros y grietas y en menor medida formando nódulos de hierro. 2) arcillas, estas también actúan como cemento y pueden formar una micromasa junto con la hematita (Figs. 3.5 D y F; 3.6 E). Presentan una alta birrefringencia y al igual que los óxidos de hierro recubren poros, granos y grietas. 3) cemento carbonático es otro de los cementos más comunes y se encuentra en parches. Hay de dos tipos, calcita poikilotópica (Fig. 3.6 A; Cbn) y microesparítica (Fig. 3.5 F; Ccm). Los cementos menos comunes son chert (¿calcedonia?) en parches (Fig. 3.5 E; Cht) y yeso como relleno de grietas.

En cuanto a la textura, para las areniscas de la base, el contacto entre granos puede estar ausente (*floating*) o presentar contactos de tipo puntual y lineal (Fig. 3.6 E), en cambio para las areniscas del tramo medio y superior son más comunes los contactos lineales, triples y cóncavos-convexos (Fig. 3.5 A y E; Fig. 3.6 B).

En base a lo descripto, la sucesión sedimentaria Casa Grande II-Río Grande presenta en la base areniscas finas a medianas con una madurez composicional moderada y una madurez textural baja y hacia el techo se caracteriza por areniscas medianas a gruesas con una madurez composicional y textural baja.

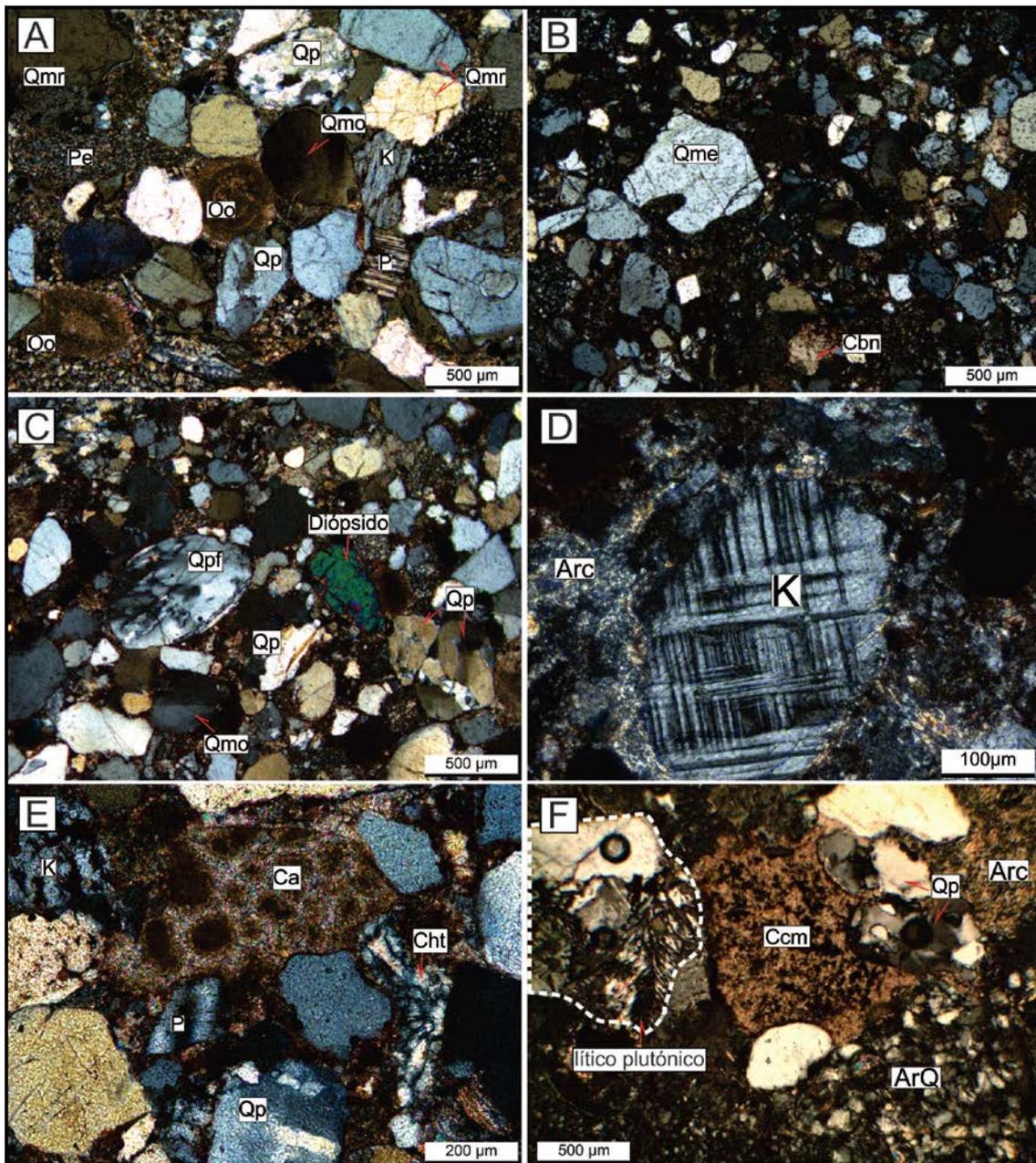


Figura 3.5. Vista de secciones delgadas de las areniscas medianas que integran el intervalo estratigráfico de estudio. Ejemplo de los componentes. A) Qmr: Cuarzo monocristalino con extinción recta. Qmo: cuarzo monocristalino con extinción ondulosa. Qp: cuarzo policristalino. K: feldespato potásico. P:

plagioclasa alterada. Pe: fragmento de pelita. Oo: Oolita carbonática (accesorio). Obsérvese los contactos lineales, triples y cóncavo-convexo entre granos. B) Qme: cuarzo monocristalino engolfado rodeado de pasta vítrea. C) Qpf: cuarzo policristalino foliado. Cristal de diópsido como accesorio. Qp y Qmo: ídem A. D) cristal de microclino de aspecto limpio con reborde de arcilla. E) K: cristal de microclino alterado y con desarrollo de porosidad secundaria. Ca. Fragmento de caliza oolítica. Cht: cemento chert en parche. P: cristal de plagioclasa limpia. Qp: ídem A. F) Nótese dos tipos de cementos: Arc: arcillas y Ccm: cemento carbonático microesparítico rellenando parte del espacio poral. ArQ: fragmento de arenisca cuarzosa. Lítico plutónico, delimitado por una línea blanca punteada, interpretado por la asociación de cuarzo y feldespatos. Qp: ídem A.

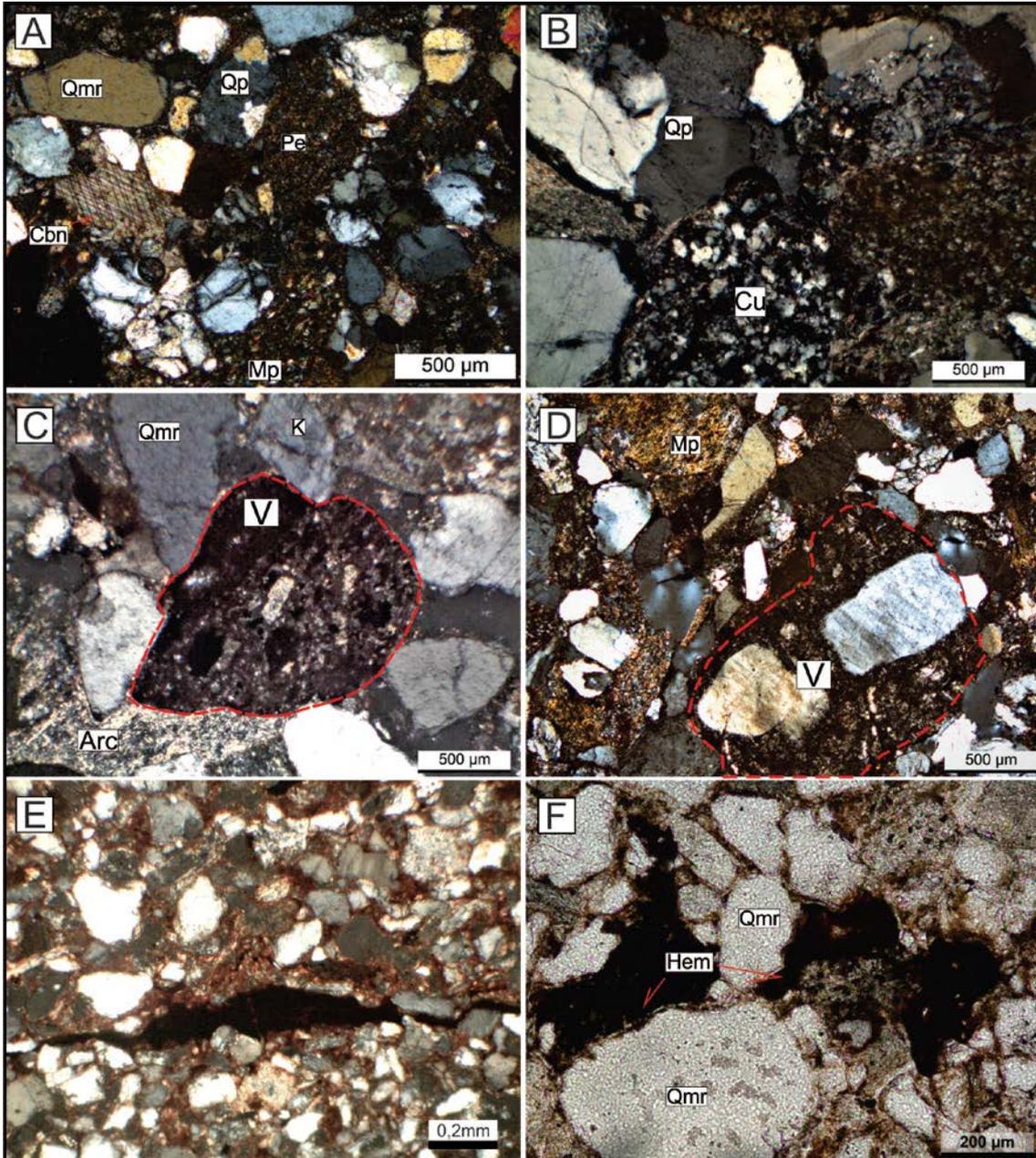


Figura 3.6. Vista de secciones delgadas de las areniscas medianas que integran el intervalo estratigráfico de estudio. A) Cbn: Obsérvese cemento de calcita poikilotópica en parche. Mp: fragmento de metapelita identificada por la orientación preferencial de los componentes y mayor abundancia de filosilicatos. Pe: fragmento de pelita. Qp: cuarzo policristalino. Qmr: cuarzo monocristalino con extinción recta. B) Or: Ortocuarzita con bordes redondeados. Qp: ídem A. C) V: volcanita con textura microlítica, con fenocristales de plagioclasa reemplazados a sericita en una pasta vítrea totalmente alterada a óxidos de hierro. El borde de la volcanita está limitado con una línea punteado roja para una mejor visualización. K: feldespato potásico. Arc: arcillas rellenas el espacio poral. Qmr: Idem A. D) V: volcanita con textura vítrea con fenocristales dentro de una pasta félsica vítrea. E) micromasa de óxido de hierro (hematita) y

arcillas como cemento rellenando el espacio poral intergranular. Grieta rellena de óxidos de hierro. Obsérvese contactos entre granos tipo puntual y F) Hem: cemento de óxidos de hierro, nótese como el cemento se interrumpe en los contactos primarios. Además, nótese la presencia de cutanes recubriendo a los granos de Qm, indicando la iluviación de la columna sedimentaria afectada por estacionalidad en las paleoprecipitaciones.

3.2.2 Características generales de los conglomerados

Los conglomerados están mayormente presentes en el tramo medio y en el techo de la sucesión de estudio con buenas exposiciones en los perfiles de Qda. Río Grande y Vicuñaayoc (Fig. 3.3).

En general, se reconocen en la estratigrafía por sus coloraciones rojizas y grisáceas. La textura es clasto-sostén con proporciones variables de matriz arenosa mediana a sabulítica. Presentan una selección moderada, aunque es frecuente que aumente al tope de los bancos. Se reconocen cementos de carbonato de calcio y, en menor medida, hematita. Los clastos son subredondeados a subangulosos de entre 2 a 5 cm. Es común la imbricación de los clastos. Los conglomerados son de naturaleza polimíctica, se reconocen componentes líticos como cuarzo, metapelitas, areniscas, ortocuarcitas, calizas, volcanitas silicificadas y granitos, los porcentajes y proveniencia del material se detalla en el capítulo 5.

3.3 FACIES SEDIMENTARIAS

En los depósitos de la Fm. Casa Grande II y la Fm. Río Grande se identificaron un total de 14 litofacies que se describen a continuación.

3.3.1 Descripción e interpretación de las litofacies sedimentarias

3.3.1.1 Pelita laminada - Fl

Está integrada por limolitas, limolitas arenosas y arcilitas (Tabla 3.2; Fig. 3.7) marrón rojizo oscuro (10R 3/4). La estructura sedimentaria que se destaca es la laminación paralela (Fig. 3.8 A) que eventualmente se enmascara con un aspecto macizo o en bloque. Localmente presenta grietas de desecación (Fig. 3.8 B) y tubos verticales a subverticales de paredes irregulares en direcciones aleatorias. La geometría de los cuerpos es tabular con continuidad lateral de centenares de metros. La potencia de estos depósitos varía de unos pocos centímetros a 2 metros de espesor.

Al microscopio se observa, una limolita laminada (Fig. 3.8 C y D) compuesta por granos detríticos tamaño limo y arena muy fina de los cuales se distinguen cuarzos,

feldespatos potásicos, plagioclasas, circones, opacos y filosilicatos. Los granos son angulosos y los escasos contactos son puntuales y lineales. Los filosilicatos y los detritos con baja esfericidad, se acomodan con el eje a (eje mayor) en la horizontal. Los componentes presentan un ordenamiento interno granodecreciente que, junto con el contraste de color, marcan la laminación paralela. Como cementos se reconoce una micromasa de arcilla y hematita finamente dispersa y calcita micrítica en parches.

Localmente se reconocen oquedades irregulares y tubos con paredes rectas, excepcionalmente cónicos, dispuestos paralelos y perpendiculares a laminación interna primaria. Las paredes de estas estructuras presentan cutanes de poro (ferriargillanes), y están rellenos de material detrítico circundante (Fig. 3.8 D).

Interpretación. La facies Fl se interpreta como depósitos a partir de carga en suspensión por corrientes acuosas, depositado por procesos de decantación en condiciones de bajo régimen de flujo en zonas encharcadas y tranquilas (Miall, 1996).

Localmente las arcillas y la hematita evidencian procesos de translocación, que indican la alternancia de períodos húmedos y secos promoviendo la agregación de las partículas (Reinhardt y Sigleo, 1988; Retallack, 1990). Adicionalmente la hematita finamente dispersa le otorga coloración rojiza y baja birrefringencia a la roca. Los tubos y oquedades irregulares se interpretan como bioturbaciones originadas por organismos, se identifican cámaras, canales, y trazas sugestivas de raíces. Estas estructuras le confieren porosidad secundaria a la roca. La densidad de trazas es baja a moderada (Taylor y Goldring, 1993). Estas evidencias indican que el material parental ha estado sometido a pedogénesis con un grado moderado de bioturbación en condiciones alternantes de humedad y desecación (Retallack, 1990). La presencia de grietas de desecación y la actividad pedogenética sugieren procesos de exposición subaérea.

Muestras pertenecientes a las facies de pelitas laminadas* y macizas											
Porcentajes %											
Granulometría	1.15*	3.15*	8.15	10.15*	13.15	17.15	25.15*	29.15	30.16	32.16	37.16*
Arena media	0,8	0	0,5	0	0,4	0	0,3	0,7	0	0	0
Arena fina	5,1	0,2	6,8	3,6	4,8	4,3	1,1	9,6	0,5	1	2,8
Arena muy fina	6,1	3	18	39,4	9,7	19,5	3,8	19,5	4,2	9,3	20,9
Limo muy grueso	4,4	10,9	16,4	22,4	7,6	10,6	12,2	8,8	8,7	22,6	25,9
Limo grueso	11	26,3	22,7	9,5	15,6	12,6	26,4	13,1	19,6	27,6	21,1
Limo medio	29,6	31,1	25,2	11,8	34,9	27,1	33,7	28,7	40,5	26,6	21,2
Limo fino	28,3	17,7	8,7	8,2	21,4	19,2	16,7	16,1	21,9	10,3	7
Limo muy fino	12,3	8,5	1,8	4,3	5,4	6,3	5,5	3,5	4,5	2,6	1,1
Arcilla	2,4	2,2	0	0,8	0,2	0,4	0,4	0	0,1	0,1	0
TOTAL LIMO	85,6	96,7	74,7	57	85,1	76,2	94,9	70,3	95,3	89,7	76,2
TOTAL ARENA	12	3,3	25,3	43	14,9	23,8	5,1	29,7	4,7	10,3	23,8

Tabla 3.2. Porcentaje en peso de las fracciones arena, limo y arcilla que contienen las muestras de las facies sedimentarias pelita laminada (*) y pelita maciza.

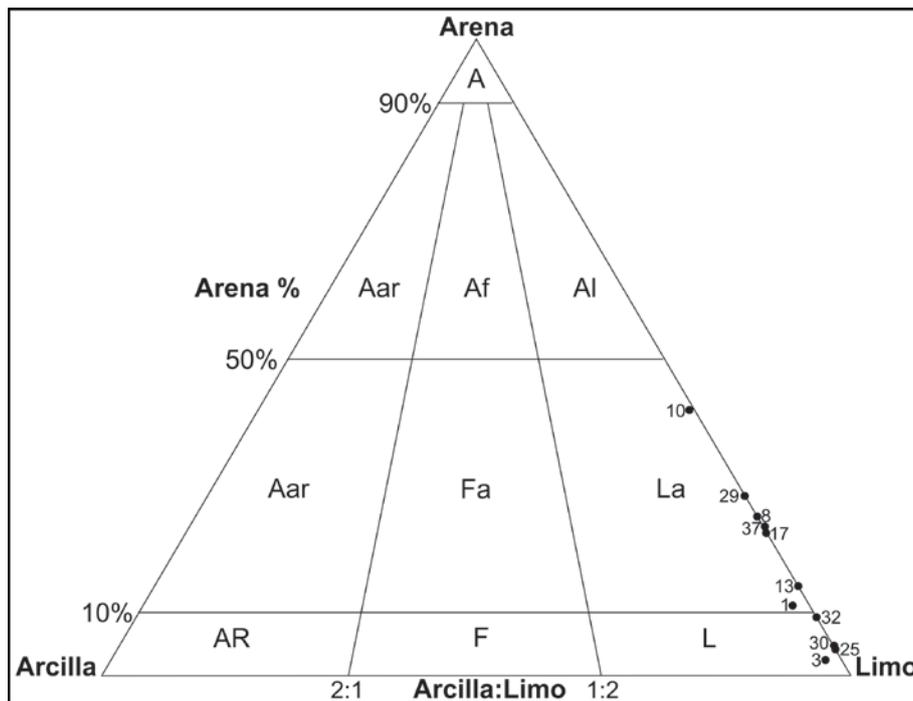


Figura 3.7. Clasificación textural de acuerdo a Folk (1974) de los niveles que integran las facies sedimentarias pelitas laminadas y pelitas macizas. Obsérvese que la mayor población se encuentra en limo arenoso y limo. Las muestras provienen de la Fm. Casa Grande II y base de Río Grande del perfil Qda. Larga.

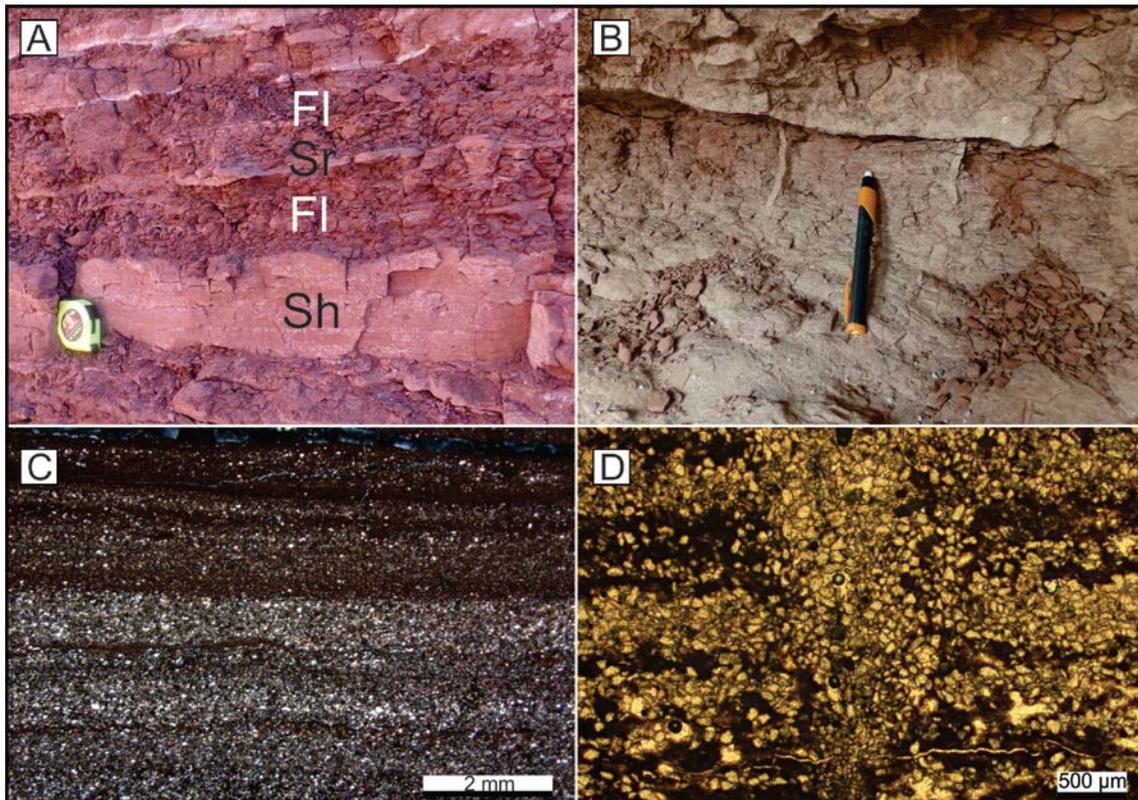


Figura 3.8. A) Pelita laminada. B) Grietas de desecación. C) Microfacies de pelita laminada con nicoles cruzados. D) Vista microscópica de una bioturbación cónica interrumpiendo la laminación paralela.

3.3.1.2 Pelita maciza - Fm

Está formada por limolitas y limolitas arenosas (Tabla 3.2; Fig. 3.7) marrón (5YR 4/4) y marrón rojizo oscuro (10R 3/4) que en general, se caracteriza por la ausencia de estructuras primarias (Fig. 3.9 A y B). Localmente presenta nódulos subsféricos de yeso de entre 0,2 y 7 cm (Fig. 3.9 C y D) y de carbonatos de entre 3 y 6 cm. Adicionalmente, se distinguen motas de reducción de color verde pálido (Fig. 3.9 E), barnices y una amplia variedad de oquedades irregulares y tubos verticales y horizontales de paredes rectas rellenas de material circundante (Fig. 3.9 E, F y G).

Esta facies integra cuerpos con geometrías variada. Si bien la más común es tabular, también presentan geometrías lenticulares y en cuña. En general, los cuerpos tabulares poseen gran extensión lateral del orden de centenares de metros. El espesor de estos depósitos varía desde pocos centímetros a 1,5 metros.

Interpretación. La formación de la facies Fm puede deberse a procesos depositacionales como a procesos meramente posdepositacionales. Por un lado, el origen primario de la masividad puede deberse a la depositación repentina del material limolítico por pérdida de competencia (Ghosh et al., 2006; North y Davidson, 2012; Dasgupta et al., 2017).

Por el otro lado, el material limolítico es depositado por suspensión a partir de procesos de decantación (Miall, 1996) y posteriormente los formadores de suelo (pedogenéticos) y agentes biológicos contribuyen a la obliteración de la laminación primaria. Las evidencias registradas de estos procesos son la presencia de barnices que sugieren la translocación de arcillas y óxidos de hierro (Reinhardt y Sigleo, 1988; Retallack, 1990), motas de reducción interpretadas como halos que se producen alrededor de material orgánico (*Drab-haloed root traces*, Retallack, 1990), nódulos de yeso y carbonáticos y la variedad de estructuras de bioturbación interpretadas a partir de oquedades irregulares y tubos en direcciones aleatorias. Los rasgos descriptivos en su conjunto sugieren desarrollo incipiente de paleosuelos bajo condiciones alternantes de humedad y desecación (Andreis, 1981; Retallack, 1990; Dasgupta et al., 2017).

Los nódulos de yeso y, posiblemente parte de los nódulos carbonáticos, sugieren la precipitación intersticial a partir de salmueras por evaporación capilar a partir o próximo a la capa freática (Eugster y Kelts 1983). Estos procesos evaporíticos también pueden haber contribuido a la alteración de la laminación primaria (Collinson et al., 2006).

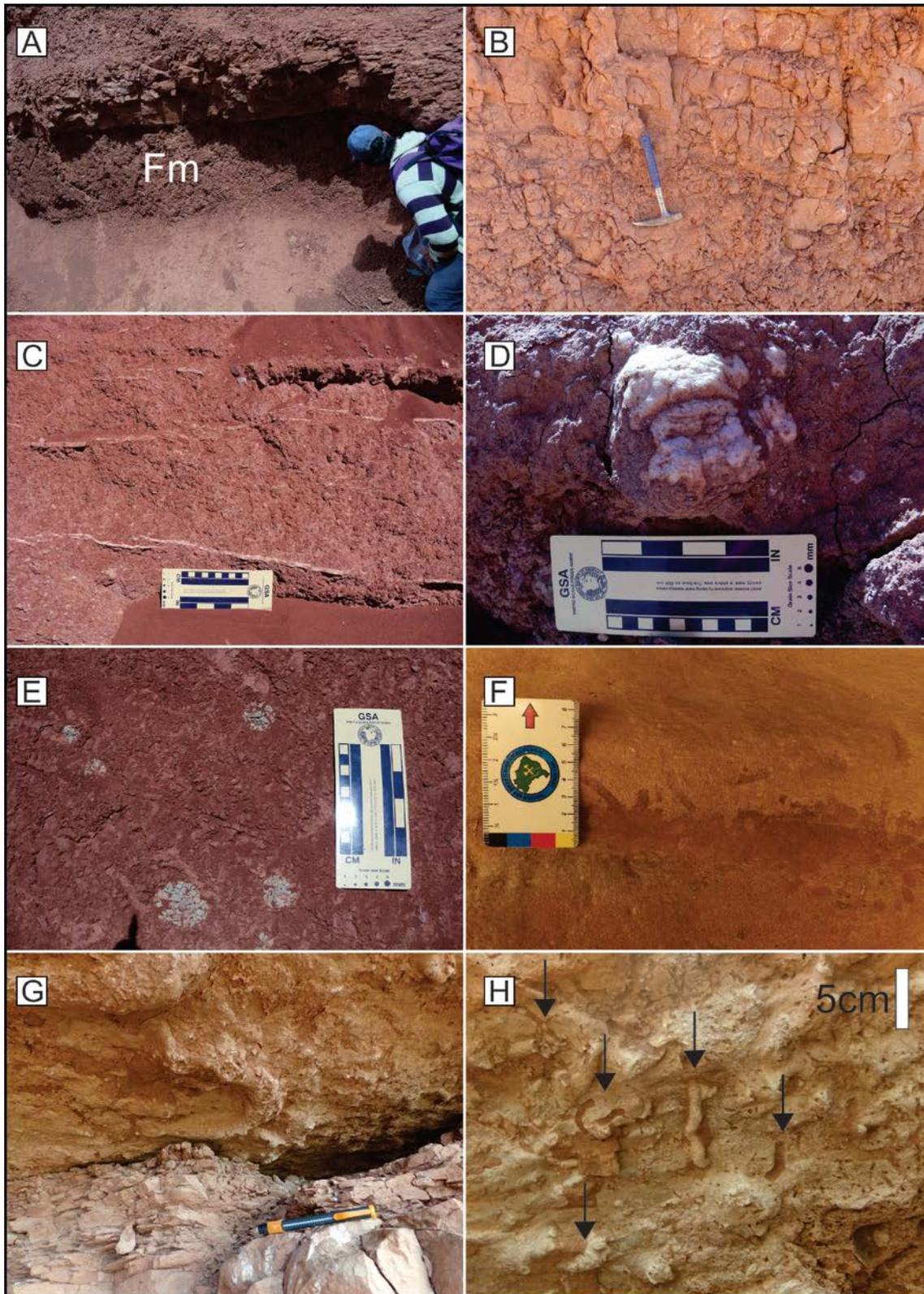


Figura 3.9. A) Pelita maciza marrón B) Pelita maciza marrón rojizo oscuro. C) Nivel de pelitas macizas con nódulos y venas de yeso. D) Fotografía de detalle de la apariencia de un nódulo de yeso en facies de pelitas macizas. E) Motas de reducción F) Nivel de 3 cm de espesor de pelita maciza bioturbada G) Vista de la base de depósitos de relleno de canal en contacto con depósitos estratificados compuestos por facies pelíticas macizas H) Fotografía de detalle de la base del canal de la fotografía G que muestra moldes de bioturbaciones, señalados con flechas negras, que habrían estado presentes en las facies macizas subyacentes.

3.3.1.3 Heterolítica lenticular - Hl

Esta facies está integrada por la alternancia de limolitas rojizas (10R 4/6) y marrón rojizo oscuro (10R 3/4) con laminación paralela y areniscas muy finas blanquecinas (5Y 8/1) formando lentes. Los lentes de areniscas son delgados (0,3-2 cm) de base plana y topes ondulados, localmente se puede observar laminación interna cruzada unidireccional. Los lentes se encuentran desconectados entre sí tanto en la horizontal como en la vertical. Integran cuerpos tabulares de hasta 80 cm de espesor (Fig. 3.10 A y B).

Interpretación. La facies Hl corresponde al tipo heterolítica lenticular parcialmente conectadas - *lenticular bedding* - de Reineck y Wunderlich, (1968).

La formación de esta facies se interpreta a partir de la recurrencia de flujo tractivos no confinado de energía decreciente que se evidencia por la disminución gradual en el tamaño del grano desde arena fina a limo.

En el momento de mayor energía, las corrientes tractivas de tipo unidireccional depositan el material arenoso, marcado por la laminación de ondulación subcrítica, seguidos por períodos calmos asociados al estadio final de decaimiento de la velocidad del flujo en el cual, el material fino se deposita por decantación pura como sedimento residual (North y Davidson, 2012; Collinson et al., 2006; Reineck y Wunderlich, 1968). Esta alternancia sugiere un ambiente depositacional en el que producen cambios entre aguas mansas y períodos de turbulencia (Reineck, 1960a, b). En la facies heterolítica lenticular hay preponderancia de las pelitas por sobre las arenas, de lo que se interpreta que los procesos de decantación dominan sobre los tractivos (Collinson y Thompson, 1989).

3.3.1.4 Heterolítica laminar - Hla

Está integrada por pares de areniscas muy finas blanquecinas (5Y 8/1) bien seleccionadas y limolitas marrón rojizo oscuro (10R 3/4). La arenisca domina la facies y presenta geometría tabular y estructura interna laminar paralela. Los niveles de limolitas son tabulares de escasos milímetros tapizando los topes de niveles de arenas (Fig. 3.10 C y D). Integran paquetes tabulares de 1 metro de espesor.

Además, se observan oquedades semicirculares y tubos intraestratales rellenos de material pelítico. Los tubos presentan entre 6 y 13 cm de largo y se los observa tanto simples como ramificados en posición vertical y subvertical (Fig. 3.10 D).

Interpretación. La facies H1a representa eventos discretos tractivos de alto régimen de flujo y períodos de decantación de material fino (Allen, 1968). Por su parte, Collinson et al. (2006) interpreta a las capas más gruesas como producto de corrientes débiles y de densidad diluida que fluyen cerca del lecho mientras que, las capas más finas registran la sedimentación de fondo de la columna de agua. Los tubos se interpretan como sugestivos de raíces y las oquedades irregulares como cámaras producto de la acción de organismos. Estas estructuras sugieren procesos posdeposicionales y exposición subaérea.

3.3.1.5 Arenisca con ondulitas asimétricas - Sr

Integrada por areniscas finas a medianas marrón rojizo claro. La estructura sedimentaria principal corresponde a ondulitas asimétricas. Las alturas de las ondulitas son de unos pocos milímetros a no más de 5 cm. En general se las observa formando trenes de ondulitas. Presentan crestas redondeadas y patrones sinuosos en fase y fuera de fase que agradan y migran sobre los topes de los bancos. (Allen 1968; Collinson 2006). Los cuerpos que constituyen estas facies son tabulares y eventualmente lenticulares, con bases y topes ondulados. Se presenta en paquetes entre 20 y 10 cm de espesor (Fig. 3.10 E).

Al microscopio se observa una arenisca fina a mediana, cuya estructura interna comprende láminas cruzadas que se cortan entre sí. Son fácilmente visibles por presentar gradación normal, dada por la alternancia de láminas oscuras ricas en material limoarcilítico y láminas claras de granos detríticos tamaño arena. El cemento es ferruginoso (Fig. 3.10 F).

Los componentes son subangulosos y presentan contactos lineales y triples entre estos. Se distinguen cuarzos en abundancia, feldespatos, plagioclasas, opacos y líticos. Se observan oquedades irregulares rellenas por el material fino circundante. La matriz que aglutina a los granos está formada por la mezcla de material fino y óxidos de hierro (hematita).

Interpretación. La facies Sr indica sedimentación de material clástico por flujos diluidos tractivos unidireccionales de bajo régimen de flujo (Miall, 1996; Collinson et al., 2006). La alternancia de areniscas y limoarcilitas sugiere períodos de mayor energía de las corrientes tractivas que desplazaban el material psamítico y períodos de menor intensidad o de calma que daba lugar a la decantación del material fino. La presencia de oquedades irregulares se interpreta como bioturbaciones.

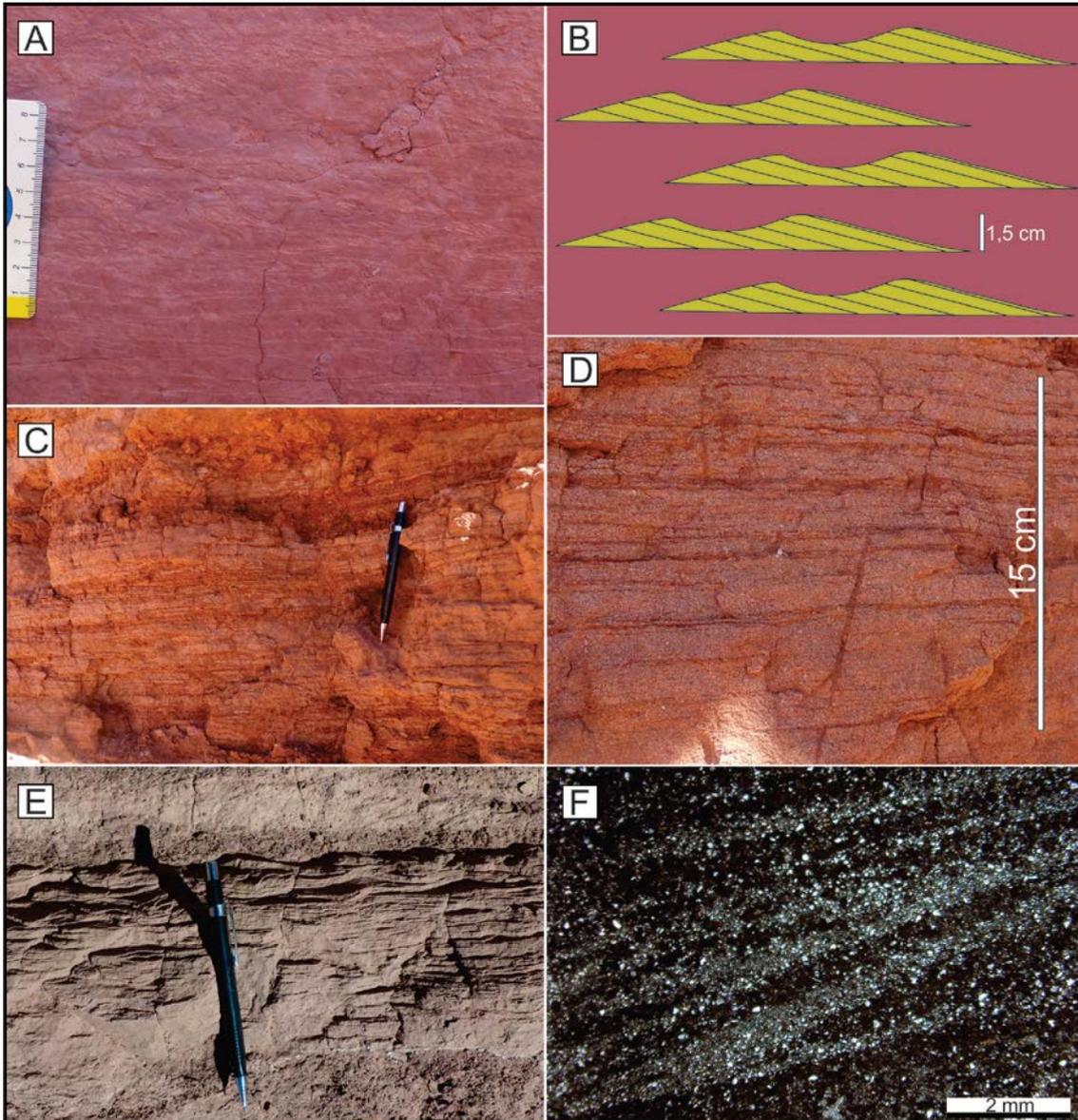


Figura 3.10. A) Foto de campo de la facies heterolítica lenticular. Escala 8 cm. B) Esquema interpretativo de la facies heterolítica lenticular. C) Facies heterolítica laminar. D) Detalle de la facies heterolítica laminar en la cual se aprecian bioturbaciones sugestivas de raíces cortando la laminación paralela. E) Facies de arenisca con ondulitas asimétricas. F) Microfacies de arenisca con ondulitas asimétricas. Nicoles cruzados, escala 2mm.

3.3.1.6 Arenisca maciza - Sm

Constituida por areniscas finas a medianas y vaques, ocasionalmente areniscas gravosas, de color marrón rojizo claro en las que no se observan estructuras primarias (Fig. 3.11 A, B y C). Está integrada por cuerpos tabulares de hasta 30 cm de espesor y continuidad lateral del orden métrico, las bases son planas a débilmente onduladas y los techos gradan a facies de pelitas. Localmente presenta intraclastos pelíticos y clastos de grava dispersos aleatoriamente o bien agrupados formando nidos (Fig. 3.11 A). Ocasionalmente presenta tubos simples verticales intraestratales de entre 5 y 10 cm rellenos de material fino (Fig. 3.11 B).

Al microscopio se confirma la ausencia de estructura primaria. Se reconocen granos detríticos minerales y líticos, matriz y cemento. Los granos detríticos son en su mayoría de cuarzo tipo flash, policristalinos, engolfados y ondulados, también se reconocen feldespatos potásicos, plagioclasas y micas. En cuanto a los líticos se reconocen metapelitas, cuarcitas y calizas. Los granos son subangulosos con contactos de tipo puntual, longitudinal y triple. La fábrica varía desde flotante (matriz arcillosa) a clasto sostén. Entre los cementos se distinguen hematita formando recubrimientos de granos y, calcita micrítica y esparita formando parches.

Se observaron estructuras ovaladas rellenas de arena circundante, eventualmente nódulos de hierro, venas de yeso fibroso y granos aislados de arena gruesa.

Interpretación. La facies Sm es producto de la depositación a partir de flujos turbulentos de baja densidad, mientras que, aquellos niveles de vaques con grava dispersa representan flujos con alta carga de sedimentos que le confieren alta densidad y que se interpretan como flujos hiperconcentrados. La depositación suele ocurrir de manera rápida por desaceleración del flujo, ya sea al disminuir la pendiente o al decrecer el confinamiento, sedimentando la carga rápidamente (Baas et al., 2011).

La actividad biológica, indicada por la presencia de estructuras ovaladas y tubos verticales intraestratales, podrían haber contribuido a la obliteración de una posible laminación primaria.

3.3.1.7 Arenisca con laminación horizontal - Sh

Conformada por areniscas finas y medianas marrón rojizo claro con laminación paralela y gradación normal a escala de la lámina (Fig. 3.11 C y D). En algunos niveles se

reconocen estructuras de pilar y cuenco del orden centimétrico (Fig. 3.11 D) y sobre los planos de estratificación se observó lineación por partición (*parting lineation*). Localmente exhiben tubos intraestratales irregulares, verticales y horizontales y estructuras circulares supraestratales. Integran cuerpos de geometrías tabulares de hasta 30 cm de espesor y continuidad lateral del orden métrico y cuerpos en cuña delgados y discontinuos.

Al microscopio se observa una arenisca fina a mediana bien seleccionada con laminación paralela y gradación normal. Está compuesta por granos subangulosos que presentan contactos triples, cóncavos-convexos y tangenciales. Los componentes detríticos están integrados por minerales mayoritarios de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y accesorios de micas, opacos, circones, anfíboles y piroxenos.

Los componentes líticos reconocibles son calizas con oolitas, metapelitas, filitas, cuarcitas, areniscas y rocas volcánicas. Además, se observaron oolitas enteras y rotas y nódulos de óxidos de hierro. El cemento es calcita esparítica en parches y hematita.

Interpretación. La facies Sh se deposita en condiciones de lecho plano durante regímenes de flujo alto, indicado por la lineación por partición y arreglo granocreciente y, por flujo bajo indicado por arreglos granodecrecientes (Best y Bridge, 1992; Bennet y Bridge, 1995; Miall, 1996; Wakelin-King y Webb, 2007). Puede estar vinculado a corrientes pobremente canalizadas, como también a corrientes poco profundas, es común encontrarla en los toques de las barras gravosas (Harms y Fahnestock, 1965). Las estructuras de pilar y cuenco indican escapes de agua sugiriendo sedimentación rápida. Los tubos irregulares intraestratales (verticales y horizontales) y estructuras circulares supraestratales se interpretan como bioturbaciones (Retallack, 1990).

3.3.1.8 Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo - S1

Integrada por areniscas finas, medianas a sabulíticas marrón rojizo claro a marrón claro con laminación cruzada de bajo ángulo ($\leq 10^\circ$) a subhorizontal y gradación normal a escala de lámina (Fig. 3.11 C). Puede estar asociada a la facies Sh (Figs. 3.11 C y D). Localmente tiene bases irregulares o planas con acumulación de gravas y clastos blandos. Integran cuerpos de geometrías tabulares o bien en cuña (base plana y techo inclinado), de hasta 20 cm de espesor y continuidad lateral del orden métrico.

Interpretación. La facies Sl se deposita por procesos tractivos a partir de flujos unidireccionales que ocurren en la transición entre régimen crítico y supercrítico. Representan la migración de dunas como barras longitudinales tendidas, y/o depósitos iniciales de canales menores (Allen, 1983; Miall, 1996).

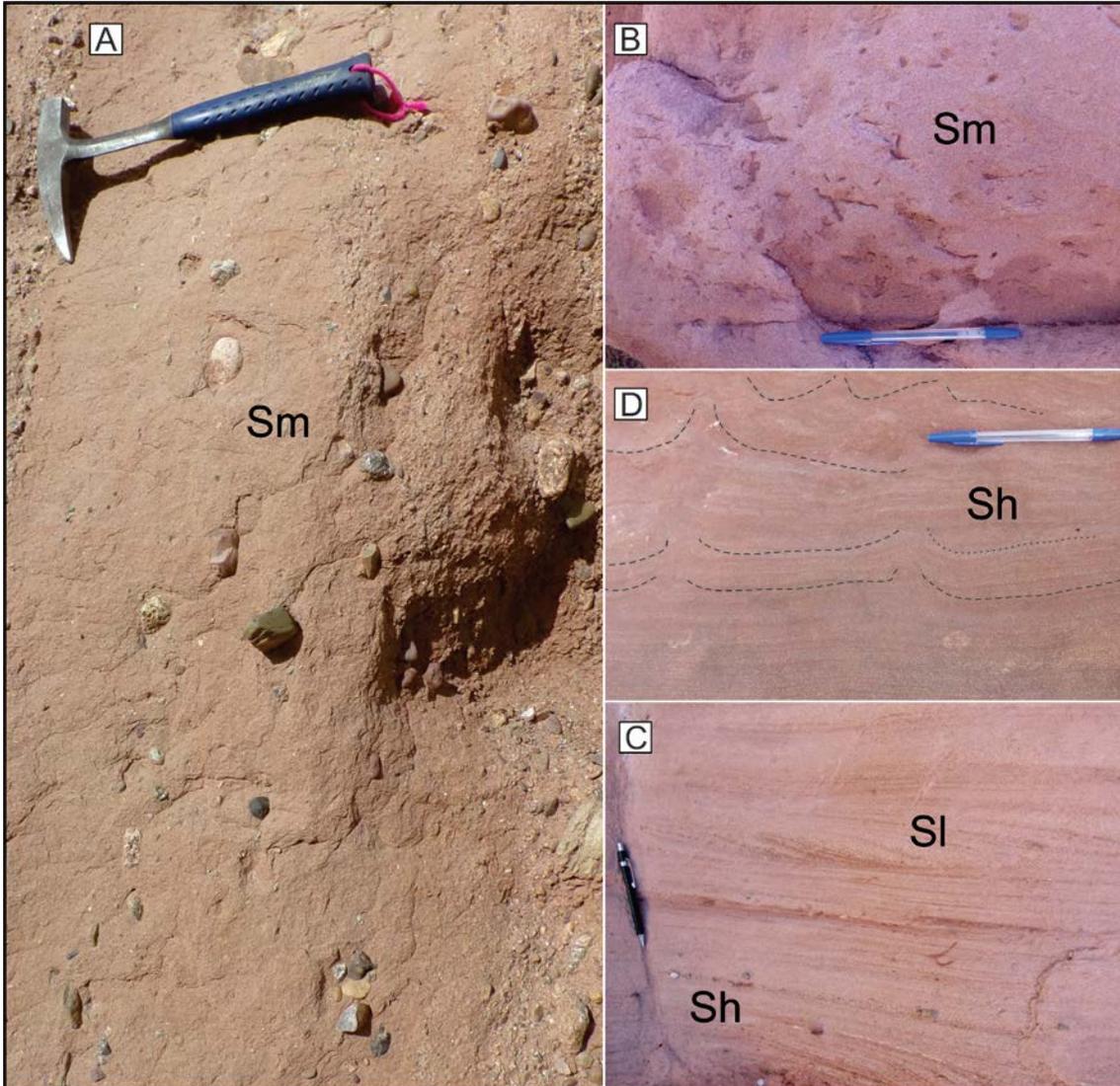


Figura 3.11. A) Facies de arenisca maciza con clastos de grava dispersos aleatoriamente. B) Facies de arenisca maciza bioturbada. C) Facies de arenisca laminada horizontal y cruzada de bajo ángulo. D) Facies de arenisca laminada horizontal con escapes de agua centimétricos.

3.3.1.9 Arenisca con laminación cruzada en artesa - St

Consiste en areniscas medianas a sabulíticas marrón rojizo claro con laminación cruzada en artesa (Fig. 3.12 Ay B). Se la encuentra aislada o agrupada formando sets de hasta medio metro de espesor. Éstos presentan en la base superficies erosivas tapizadas por intraclastos pelíticos o trenes de grava y gradación normal. Integran cuerpos tabulares a suavemente lenticulares de entre 0,4 y 2 metros de espesor.

Interpretación. La facies St se la interpreta como depósitos de carga de fondo arenoso, resultado de la migración de dunas subácuas tridimensionales (Miall, 1996; Collinson, 2006). La migración de las dunas se evidencia por las superficies erosivas tapizadas por intraclastos pelíticos o trenes de grava que, a su vez, indican el retrabajo e incorporación de los depósitos finos subyacentes (llanura de inundación).

3.3.1.10 Arenisca con laminación cruzada planar - Sp

Compuesta por areniscas medianas a sabulíticas rojizo claro. La estructura sedimentaria distintiva es la laminación cruzada planar (Fig. 3.12 C y D). Integran cuerpos de geometrías tabulares con contactos planos y levemente ondulados con relleno multiepisódico. No superan el metro de espesor.

Interpretación. La facies Sp corresponde a depósitos de corrientes tractivas y suspensión intermitente vinculadas a la migración dunas de crestas rectas (Miall, 1996).

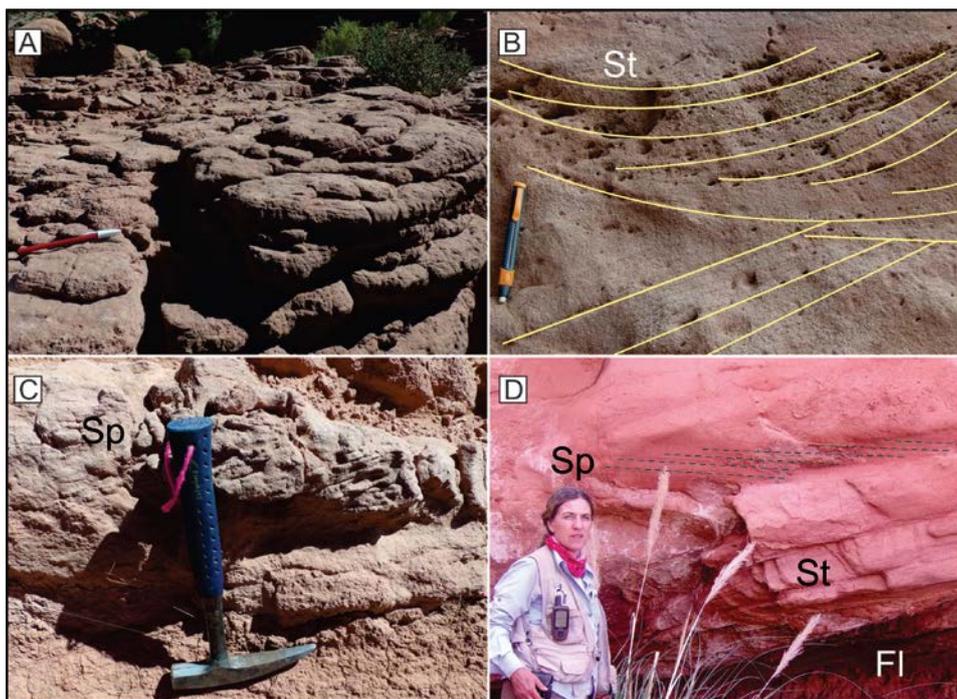


Figura 3.12. A) Estratos de areniscas con laminación interna cruzada en artesa. B) Facies de areniscas con laminación cruzadas en artesa. C) Facies de areniscas con laminación cruzada planar. D) Facies de areniscas con laminación cruzada en artesa y planar.

3.3.1.11 Conglomerado con estratificación cruzada planar - Gp

Compuestas por areniscas gruesas y conglomerados finos a gruesos clasto-sostén. La estratificación es cruzada planar, que a medida que se incrementa la granulometría pasa a difusa. Cada capa muestra gradación normal. Esta facies integra cuerpos

multiépisódicos granodecrecientes. La geometría es tabular con base plana. Comprenden espesores entre 0,3 y 1 metro (Fig. 3.13 A y B).

Interpretación. Esta facies representa el desarrollo y migración de dunas 2D areno-gravosas como carga de fondo, producidas por corrientes tractivas durante períodos de alta descarga (Smith, 1974, Miall, 1996).

3.3.1.12 Conglomerado con estratificación en artesa - Gt

Compuestas por areniscas gruesas y conglomerados finos a gruesos clasto-sostén. Se distingue la estratificación cruzada en artesa. Cada capa presenta gradación normal o bien, sin gradación. Es común la imbricación de clastos. La geometría de los cuerpos es lenticular suave a tabular, y se distinguen superficies de erosión. Comprenden desde 30 cm a 1,5 metros de espesor. En el contacto con la base es común que la facies sea mal seleccionada y haya participación de intraclastos pelíticos, incluso la estratificación puede volverse tangencial simple (Fig. 3.13 B y C).

Interpretación. La facies Gt representa la migración subácuea de dunas gravosas y areno-gravosas tridimensionales por corrientes tractivas durante períodos de alta descarga (Miall, 1996). La presencia de intraclastos pelíticos sugiere la erosión y retrabajo de los depósitos finos subyacentes (llanura de inundación).

3.3.1.13 Conglomerado con estratificación horizontal - Gh

Está integrada por areniscas gruesas y conglomerados medianos a gruesos clasto-sostén. Internamente presenta arreglo en capas horizontales granodecrecientes. Es común la imbricación de clastos. Conforman cuerpos con geometría tabular y gradación normal. Los espesores varían entre 0,30 y 0,8 metros (Fig. 3.13 B y C).

Interpretación: La facies Gh representa el transporte de conglomerados y areniscas gruesas por carga tractiva como dunas de bajo relieve en condiciones de alta descarga (Miall, 1996). Pueden formar núcleos de barras y/o la migración de barras longitudinales de bajo relieve (Allen, 1983).

3.3.1.14 Conglomerado macizo clasto-sostén - Gmc

Está compuesta por conglomerados finos a gruesos clasto-sostén. Presenta un arreglo horizontal difuso o bien macizo, sin gradación o sutil gradación normal. Es común la presencia de clastos imbricados. Integran cuerpos tabulares y lenticulares con contacto basal planar neto o irregular. Los espesores alcanzan hasta medio metro (Fig. 3.13 D).

Interpretación. La facies Gmc representa el transporte de material por carga tractiva bajo condiciones de alta descarga. La reducida potencia de los cuerpos asociado a la superficie de erosión basal, indica que se trata de depósitos de relleno de fondo de canal (Miall, 1996). Los cuerpos de geometrías tabulares se asocian a barras longitudinales y pueden representar núcleos de las barras (Miall, 1996).

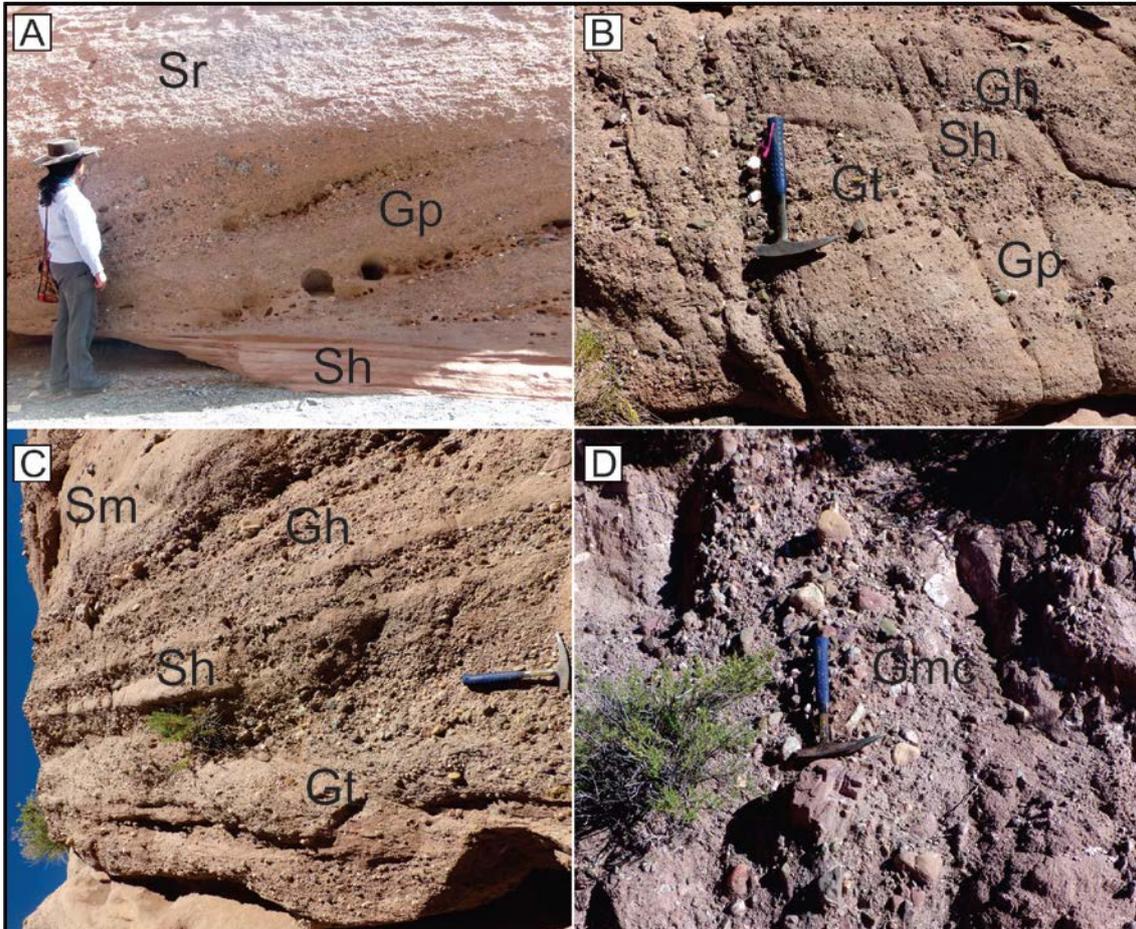


Figura 3.13. A) Facies de areniscas con laminación horizontal erosionadas por facies de conglomerados con estratificación cruzada planar, cubiertas por facies de areniscas con ondulitas asimétricas al techo B) Facies de conglomerados con estratificación cruzada planar y artesa. Hacia el tope se observan facies de areniscas con laminación horizontal que intercalan con facies de conglomerados con estratificación horizontal. C) Sobre la base erosiva se acomodan facies de conglomerados con estratificación en artesa. Al tope, intercalan facies de areniscas con laminación horizontal con facies de conglomerados con estratificación horizontal y areniscas macizas con clastos sueltos. D) Facies de conglomerado macizo clasto sostén.

3.4 ASOCIACIÓN DE FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES

3.4.1 Llanura de inundación - Lli

3.4.1.1 Asociación de facies 1: Depósitos de llanura de inundación - OF

Esta asociación comprende las facies Fl, Fm, Hl, Hla y Sl depositadas en condiciones de bajo régimen de flujo y, de manera subordinada, la facies Sh. Estas facies distintivamente rojizas pasan en transición unas a otras. Presenta una geometría tabular con bases y topes suavemente irregulares (Fig. 3.14). En el tramo inferior de la Formación Casa Grande II es donde mejor se preserva, con espesores excepcionales que alcanzan hasta 30 metros, puede observarse como depósitos de bajo relieve y trazarse lateralmente por distancias superiores a 1000 metros (Fig. 3.14 A y B). Estos depósitos se intercalan con elementos arquitecturales (Miall, 1985; 1996) de canales de explayamiento y abanicos de desborde.

En esta asociación y particularmente en la sección inferior de Casa Grande II, se observan variedades de bioturbaciones sugestivas de raíces (3.14 C) y madrigueras.

Hacia el techo de las formaciones Casa Grande II y Río Grande, este elemento arquitectural no supera los 6 m de espesor e incluso puede estar ausente hacia los niveles superiores. Adicionalmente, las granulometrías que integran las facies son limos arenosos y areniscas finas con tamaños de partícula un poco más gruesos que en los niveles inferiores de Casa Grande II.

Interpretación. La AF 1, representa depósitos de llanura de inundación. La granulometría fina de las partículas, sobre todo el dominio de limo y arenas muy finas (Fig. 3.7) y la extensa geometría tabular, indica una amplia área de depositación incluso distante de los canales principales (Bridge, 2003; Mrinjek et al., 2006). Las inundaciones estacionales y avulsiones proporcionan el suministro continuo de sedimentos finos a las partes más deprimidas de la planicie de inundación donde la preservación es mejor. Por consiguiente, son la principal causa de la agradación de las llanuras de inundación (Kraus y Gwinn, 1997; Slingerland y Smith, 2004; Ghosh et al., 2006). La presencia de bioturbaciones y estructuras pedogenéticas, señalan un ambiente favorable para el desarrollo de suelos y organismos (Retallack, 1990). Sin embargo, en las llanuras de estudio, no se han identificado desarrollo de horizontes edáficos lo podría

ser reflejo de una rápida sedimentación (Smith et al., 1989; Kraus y Gwinn, 1997; Ghazi y Mountney, 2009).

La sedimentación de finos en las llanuras de inundación puede implicar la combinación de varios procesos de transporte. Para el sedimento en suspensión, incluyen la difusión horizontal turbulenta y la advección por corrientes (Pizzuto, 1987; Pizzuto et al., 2008; Bridge y Demicco, 2008). Estos mecanismos generan depósitos cuyos espesores disminuyen exponencialmente al aumentar la distancia del canal (Pizzuto et al., 2008). Asimismo, una vez depositado el material procesos como carga de lecho pueden contribuir a la acumulación, incluso de arenas, en zonas más distales al canal principal (Pizzuto, 1987; Pizzuto et al., 2008). Otros autores como Nanson et al. (1986) y Rust y Nanson (1989) consideran también a la acción eólica como proveedor de parte del material pelítico.

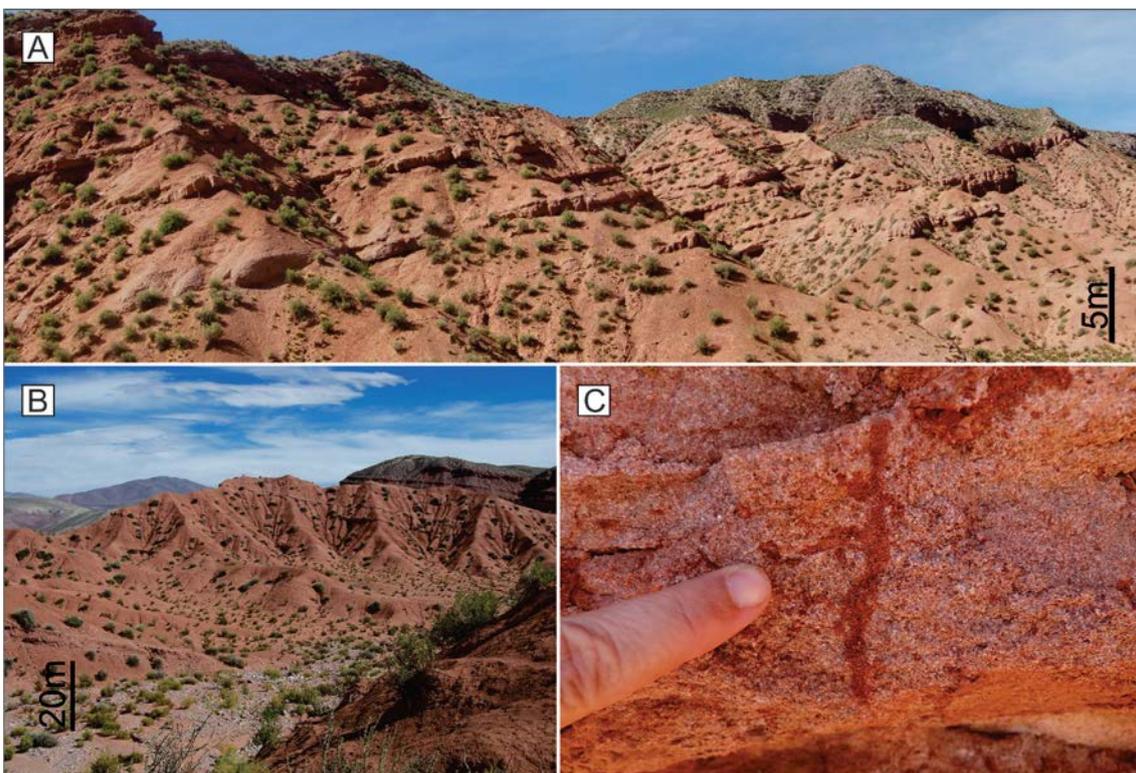


Figura 3.14. Depósitos de llanura de inundación. A y B) Obsérvese el predominio de la AF1 en los niveles inferiores a medios de la Fm. Casa Grande II. C) Traza de raíz hallada en Facies Sm de la llanura de inundación.

3.4.1.2 Asociación de facies 2: Albardón - LV

Este elemento arquitectural está integrado por las facies Sh, Sl, Sm, Sr, Hl, Fl y Fm. Se caracteriza por formar cuerpos con geometría en cuña y tabulares de bases planas y techos comúnmente irregulares. Los techos suelen estar cubiertos por depósitos más

finos que integran la llanura de inundación o bien limitados y/o lateralmente asociados a elementos de relleno de canal (Fig. 3.15 A).

Presenta entre 2 y 3 metros de espesor y anchos variables, se ha observado hasta más de 15 metros. Internamente está compuesto de una sucesión de estratos horizontales, estrato y granocrecientes, apilados en la vertical (Fig. 3.15). Los espesores de los mismos varían entre 10 y 25 cm. Las facies predominantes son facies de areniscas medianas con laminación paralela (Sh) y macizas (Sm), cuyos topes presentan areniscas finas con ondulitas asimétricas (Sr) que, a su vez, gradan a facies de limolitas arenosas laminadas (Fl), macizas (Fm) y facies heterolíticas (HI), (Fig. 3.15 B). Son comunes las bioturbaciones, los nódulos de yeso y las grietas de desecación.

Interpretación. La AF 2 se interpreta formada en el sector de la llanura de inundación más próximo al canal principal conocido como albardón. El albardón actúa como una barrera topográfica de contención del flujo en los estadios de niveles de agua bajos o estables (Miall, 1996; Hudson, 2005; Bridge, 2006). Estos depósitos se acumulan a través de repetidas inundaciones individuales y están dominados por mecanismos de transporte complejos, entre ellos, adversión y difusión turbulenta (Pizzuto, 1987; Pizzuto et al., 2008). Los depósitos de albardones tienden a ser granocrecientes debido a la migración lateral del canal (Hudson, 2005) y a la progradación como elementos individuales (Bridge, 2006).

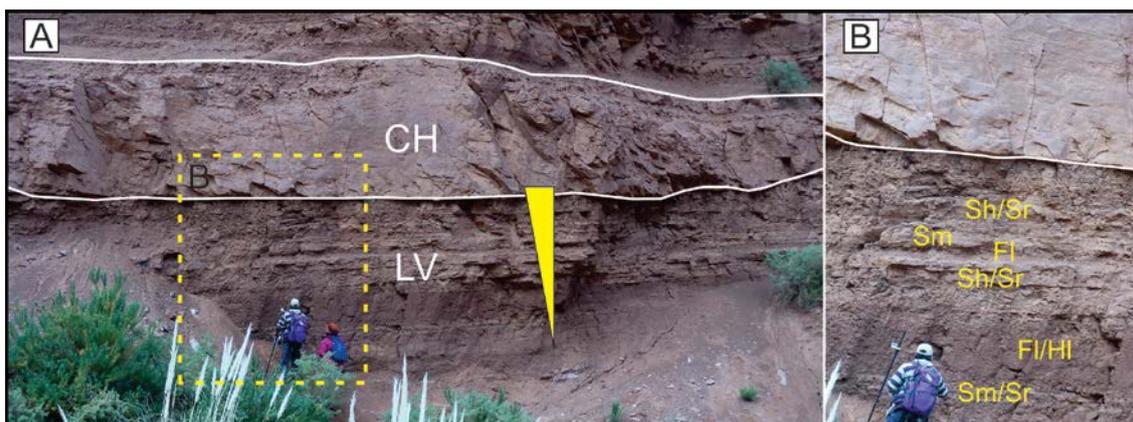


Figura 3.15. A) Elemento arquitectural de Albardón. Persona de escala 1,7 metros. B) Detalle de las facies que integran el elemento de LV.

3.4.1.3 Asociación de facies 3: Canales de desborde - CD

Esta asociación está constituida por areniscas medianas y limolitas gruesas de geometría tabular. En general, presentan espesores decimétricos y continuidad lateral de decenas de metros. Ocasionalmente presentan un techo ligeramente convexo, el contacto basal

suele ser neto o ligeramente irregular (Fig. 3.16 A). Las litofacies dominantes son Sh/Sl y Sm que pasan a Sr y Fl (Fig. 3.16 B). Esta asociación suele repetirse en la vertical. En general la preservación de las estructuras sedimentarias suele ser muy pobre cuando se trata de granulometrías muy finas del orden arena fina-limo. Localmente presentan intraclastos pelíticos en sus bases, estructuras de escapes de agua (Fig. 3.16 C) y moderada a alta bioturbación.

Interpretación. Esta asociación representa rellenos de canales secundarios producidos por flujos de alto régimen durante eventos de alta descarga donde se producen bifurcaciones temporales o avulsión incipiente del canal principal (Fielding, 2006; Hajek y Wolinsky, 2012). La geometría tabular sugiere flujos débilmente canalizados en tramos cortos. Los ciclos de areniscas laminadas/macizas que inmediatamente gradan a facies Sr/Fl indican variaciones extremas en el régimen de flujo, alternando entre picos de crecida producidos por flujos de inundación en manto (*sheet flood*) y estadios finales de abatimiento del flujo (Sneh 1983; Dreyer 1993; Miall 1996; Marshall 2000). Los espesores reducidos de estos depósitos indican rápida agradación y abandono del canal. Las facies Sm y la presencia de intraclastos pelíticos, sugieren flujos turbulentos capaces de erosionar los depósitos de la llanura de inundación.

Las características distintivas sumadas a la ocurrencia de este elemento dentro de la llanura de inundación, permite interpretarlos como canales de desbordes. Estos se alimentan del canal principal y drenan su carga de agua y sedimentos hacia las partes topográficamente más bajas de la llanura de inundación. Se los interpreta como canales someros y efímeros (Galloway y Hobday, 1983; Bridge y Demicco, 2008; Sánchez et al., 2006).

3.4.1.4 Asociación de facies 4: Abanicos de desborde - AD

Esta asociación está formada por las facies Sh, Sl, Sm, Sr, Fl y Fm (Fig. 3.16 D) las que se ordenan formando cuerpos de geometría lobulada, con bases cóncavas o planas irregulares y techos convexos. Comúnmente poseen espesores entre escasos centímetros a 2,5 metros y se extiende decenas de metros en la lateral (Fig. 3.16 B).

Internamente presentan un arreglo heterolítico conformado por capas de areniscas finas a medianas (facies Sh que pasan a facies Sl y/o Sm) que intercalan con capas limolíticas y limoarcillosas. Los estratos de granulometrías más finas presentan facies laminadas (Fl) o macizas (Fm) con bioturbaciones y grietas de desecación. Hacia el techo de la

macroforma se encuentran facies de areniscas con ondulitas (Sr) cubiertas por facies finas (Fig. 3.16 D). Los estratos presentan geometrías lenticulares a más o menos tabulares dispuestos en la horizontal o suavemente inclinados. Los espesores de cada uno de los bancos se encuentran dentro del orden centimétrico y no superan los 50 cm de espesor. Una característica de esta asociación es la presencia recurrente de laminación convoluta y escapes de agua (Fig. 3.16 C).

Interpretación. La geometría lobulada (Miall, 1996; Bridge, 2006), el arreglo heterolítico de los estratos (Kraus y Wells, 1999) y la ausencia de canalización, sugiere que esta asociación representa abanicos de explayamiento (*crevasse splay*) preservados en la planicie de inundación (Miall, 1996; Capuzzo y Wetzel, 2004; Bridge, 2006). Se forman a partir de la avulsión desde canal principal (Kraus y Wells, 1999). Este proceso genera vías de flujos alternativos canalizados (*crevasse channel*, AF 3) que cortan los albardones e introducen la carga de sedimento y agua en las planicies topográficamente más bajas (Hajek y Wolinsky, 2012). La velocidad de flujo y capacidad de transporte disminuye drásticamente dando lugar a la descarga no confinada y la rápida expansión de los sedimentos. De esta forma se generan facies indicadoras de energía decreciente Sm, Sh, Sl y Sr (Miall, 1996; Jopling y Walker, 1968; Allen, 1973). Los estratos heterolíticos evidencian múltiples eventos de descarga del material arenoso separados por períodos tranquilos, en el cual decantan las facies más finas que posteriormente serán colonizadas por organismos, dando lugar a abanicos complejos.

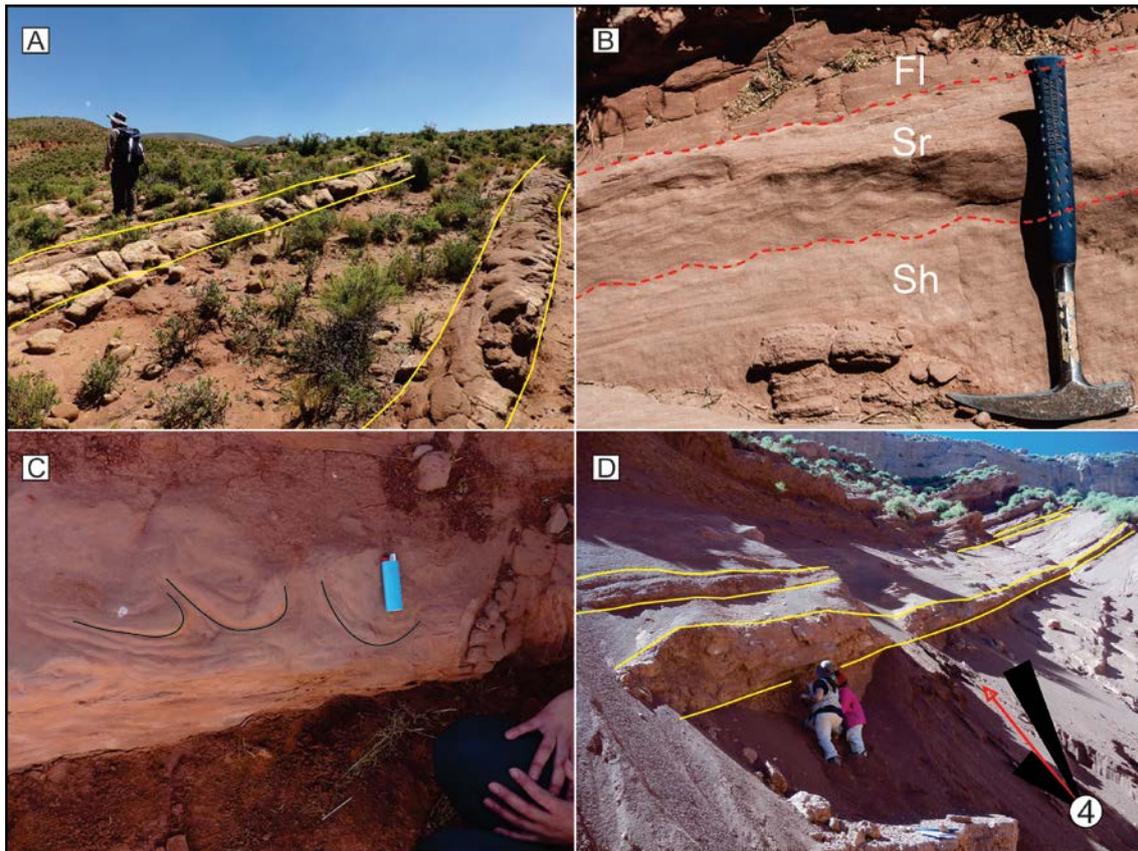


Figura 3.16. A) Canales de desborde. B) Detalle de las facies que integran los canales de desborde (AF 3). C) Escapes de agua centímetros. D) Típica sección triangular de base plana y techo convexo de un abanico de desborde, con un canal de desborde ubicado en la mitad superior de la imagen. El diagrama de rosa indica la dirección de paleocorrientes medida en facies Sr al techo del elemento arquitectural AD.

3.4.2 Relleno de canal - CH

3.4.2.1 Asociación de facies 5: Formas de lecho arenosas - SB

Esta asociación está constituida por las facies Gt, St, Sl, Sr y Fl/Fm (Fig. 3.17 A y B). Conforman cuerpos de arenisca con geometrías variables tales como: lentes, tabulares o en cuña. Generalmente poseen espesores entre 1 y 4 metros y anchos variables que alcanzar hasta 15 metros en la lateral. Se componen de estratos de entre 20 y 50 cm de espesor apilados verticalmente en arreglos granodecrecientes (Fig. 3.17 A y B). La base está caracterizada por conglomerados arenosos (Gt) que, localmente, pueden presentar intraclastos pelíticos. Se superponen areniscas medianas a sabulíticas con laminación cruzada en artesa (St) o planar (Sp). Al techo se encuentran areniscas de grano más fino, en facies Sl, Sr. Los topos pueden estar cubiertos por facies pelíticas (Fl/Fm).

Interpretación. Este elemento representa el apilamiento vertical de formas de lecho tales como barras arenosas simples y complejas y formas menores como dunas acumuladas por procesos de agradación vertical, migración oblicua y corriente abajo (Miall, 1996; Ghazi y Mountney, 2009).

Las porciones profundas y medias de los canales están representados por la migración de barras y campos de dunas de bajo régimen (Miall, 1996; Ghazi y Mountney, 2009). Los sectores más someros o laterales del canal están ocupados por dunas de cresta sinuosa y barras transversales que habrían migrado de manera lateral y/o corriente abajo durante un régimen de flujo bajo interpretados a partir de los sets Sp. Cambios contrastados en el régimen de flujo quedan indicados por la presencia de tapices pelíticos hacia los topes de las barras, caracterizados por los depósitos Sl, Sr, Fl, o bien por la acumulación de finos en sectores laterales de las barras protegidos de la corriente principal o en bajos topográficos precedentes (Herbert et al., 2020). La superficie basal de esta asociación corresponde a una jerarquía de 5to orden, mientras que el tope es de 4to orden (Miall, 1996). En su conjunto, forman macroformas arenosas complejas integradas por barras simples y complejas (Allen 1983).

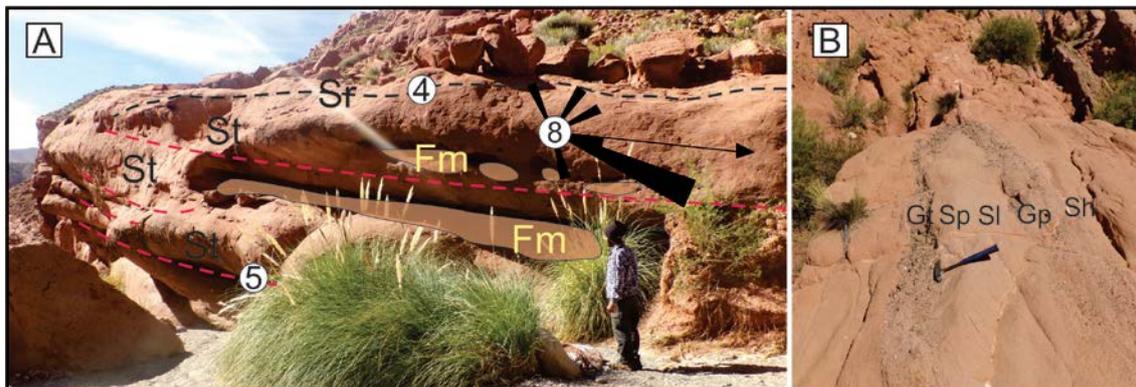


Figura 3.17. A y B) Ejemplos del elemento arquitectural SB y las asociaciones de facies que lo integran. A) Obsérvese las superficies limitantes con sus respectivos órdenes interpretados. El diagrama de rosa indica la dirección de paleocorrientes obtenida.

3.4.2.2 Asociación de facies 6: Barras arenosas de acreción lateral - AL

Esta asociación está formada por las facies Gmc, Sp, St, Sl, Sr, Fl y Fm. Constituyen cuerpos arenosos con geometrías lenticulares y en cuña (Fig. 3.18 A, B y C). En secciones transversales, estos cuerpos presentan una geometría sigmoidal (Fig. 3.18 A y C). Poseen espesores parciales entre 1 y 2 metros y anchos de hasta 12 metros (Fig. 3.18 A y C). La altura de barra máxima estimada oscila entre 1,20 y 2 metros. Las terminaciones del conjunto de estratos se observan asintóticas a la base y con un solapamiento retroactivo en la parte superior (terminación en *offlap*) (Fig. 3.18 A, B y C). Es recurrente la presencia de pliegues centimétricos en las terminaciones basales (Fig. 3.19 A). Internamente se componen de sets de estratos cuyos espesores varían entre 5 y 80 cm de espesor, los cuales inclinan entre 11° y 20° (Fig. 3.18 C). Cada estrato presenta un arreglo granodecreciente. Las bases están cubiertas por facies Gmc

con presencia de intraclastos pelíticos (Fig. 3.19 B). Se le superponen facies de areniscas gruesas a sabulíticas Sp y St (Fig. 3.18 B y C y 3.19 C) que gradan a facies de areniscas medianas a finas Sl. Los topes están cubiertos por facies Sr y facies pelíticas Fl/Fm acompañadas de bioturbaciones (Fig. 3.18 B y C). Es común la presencia de arreglos complejos caracterizados por la superposición vertical de varios sets de capas inclinadas limitadas por superficies de erosión (Fig. 3.18 A y C).

Interpretación. Estos depósitos son interpretados como barras arenosas de punta, producidos principalmente por la migración por expansión lateral en sentido normal u oblicuo respecto a la dirección de la corriente principal del canal (Miall, 1996; Roberts, 2007; Ghazi y Mountney, 2009). Estas barras son frecuentes como rellenos en canales sinuosos y se ubican en la margen interna de los meandros (Miall, 1996; Ford y Pyles, 2014). En este caso, el elemento arquitectural está limitado por una superficie basal erosiva de 5to orden. Se reconoce donde los pies de barras se hacen asintóticos, y se acumulan litologías gruesas (Gmc) e intraclastos pelíticos ya que corresponden a posiciones previas del canal principal. Internamente, la progradación continua de cada barra queda registrada por superficies de 3er orden. La superficie superior que limita cada set de capas inclinadas, es de 4to orden. La altura de este elemento se interpreta como una aproximación estimada de la profundidad mínima del canal (Miall, 1996), en este caso oscila entre 1,20 -2 m.

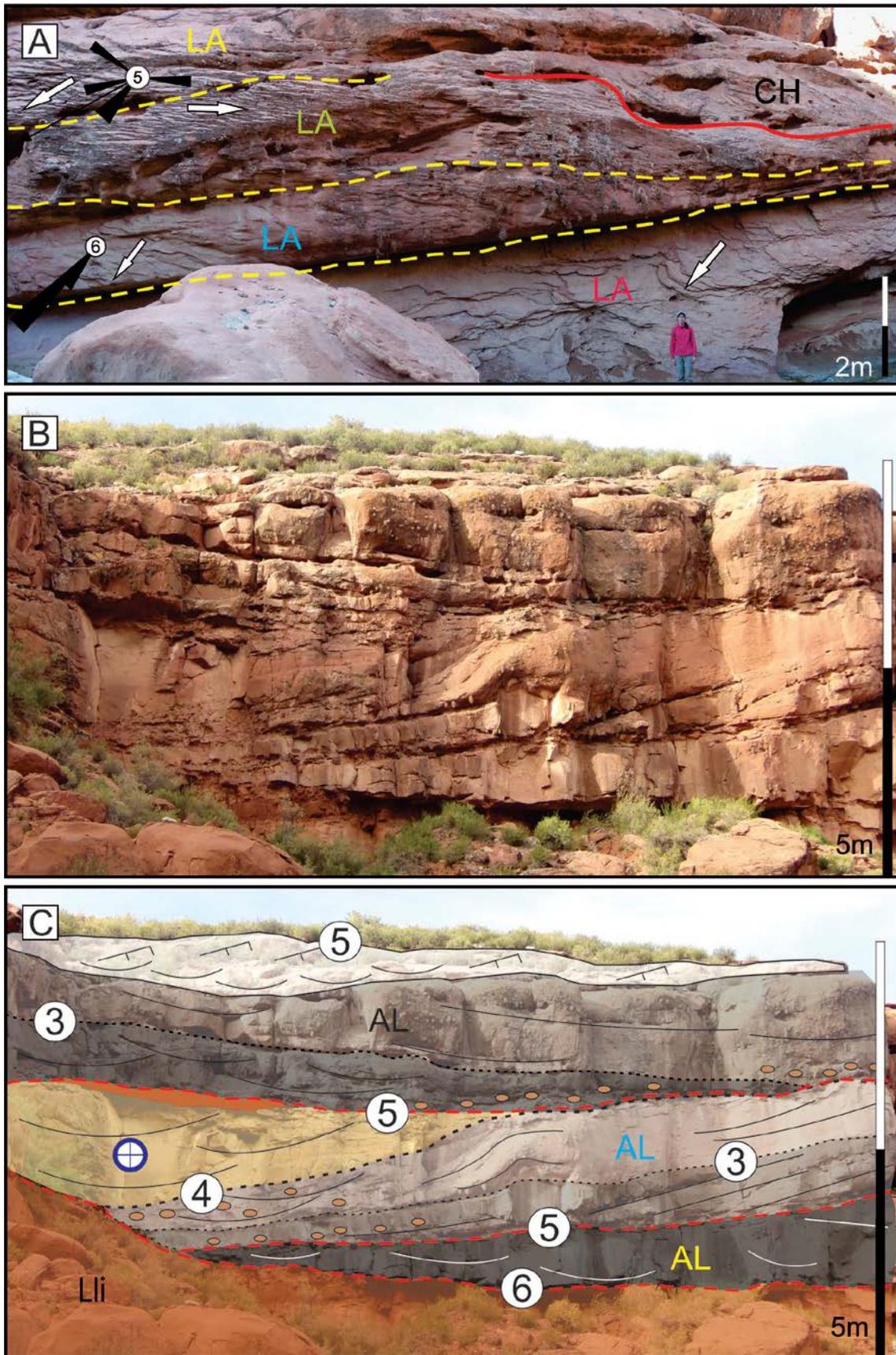


Figura 3.18. A) Vista de la geometría lenticular de las barras arenosas de acreción lateral. Las líneas amarillas resaltan las superficies erosivas (5to orden) y separan barras individuales. Entre barras quedan preservados relictos de facies pelíticas. Las flechas blancas indican superficies de acreción, algunas de ellas están acompañadas por diagrama de rosa indicando las paleocorrientes. La moda general presenta

orientación OSO; SO. B) Corte transversal de complejo de barras arenosas de acreción lateral. C) Interpretación de la imagen B. Se reconocen tres rellenos de canal superpuestos amalgamados, separados por líneas de punto rojo de 5to orden. La base del complejo presenta una superficie de 6to orden que erosiona parte de los depósitos de la llanura de inundación. El tope de la barra más joven (superficie de 4to orden) se interpreta como canal secundario (*cross over channel*) que erosiona los topos de barras durante el período menguante de la crecida. El símbolo redondo con una cruz en su centro indica que la dirección de paleocorrientes es perpendicular al plano de la imagen.

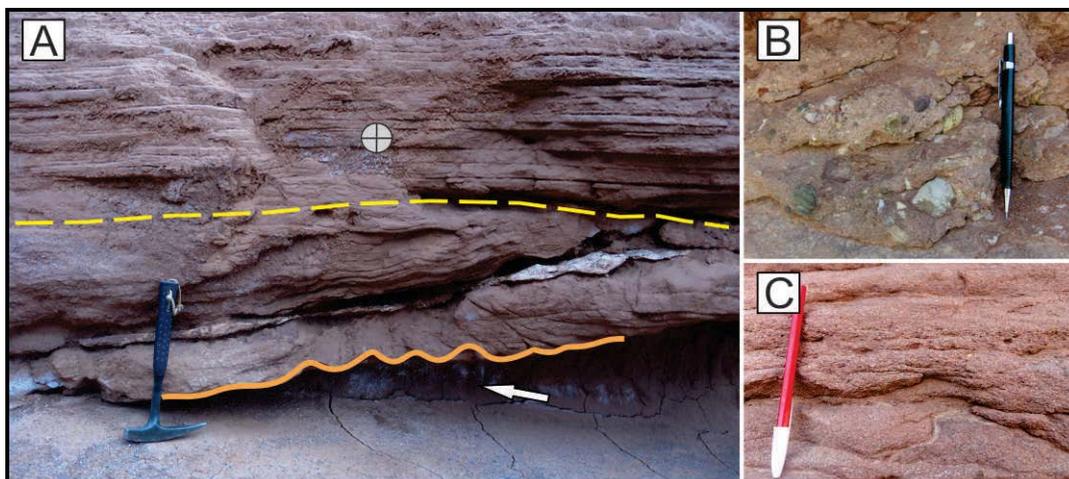


Figura 3.19. A) Pliegues centimétricos al pie de una barra de acreción lateral. La flecha y el círculo muestran la dirección de la acreción de barra. B y C) Texturas de las facies que integran la AF 6. B) Facies Gmc acumulada al pie de la barra. C) Facies St en arenisca sabulítica que conforman el cuerpo de la barra.

3.4.2.3 Asociación de facies 7: Barras gravosas transversales y longitudinales - BTL

Esta asociación está constituida por las facies Gmc, Gt, Gp, Gh, Sp, Sh, Sl y Sm. Conforman cuerpos areno-conglomerádicos a conglomerádicos, de geometrías lenticulares y en cuñas (Fig. 3.20). Los espesores varían entre 1 y 2,5 metros y exhiben más de 10 metros de continuidad lateral (Fig. 3.20 A y B). Presentan bases ligeramente irregulares, las hay tendidas a cóncavas hacia arriba, con desniveles del orden centimétrico. El relleno es granodecreciente (Fig. 3.20 C y D). Las bases se encuentran tapizadas por facies gravosas Gmc/Gt que gradan, en la lateral y vertical a facies conglomerádicas finas Gp/Gh y areniscas sabulíticas (Sp). Los topos suelen estar cubiertos por cuñas de arenisca laminada (Sh/Sl) o maciza (Sm) (Fig. 3.20 C y D). Comúnmente, esta asociación suele repetirse en la vertical formando paquetes de 7 metros de espesor, limitados por superficies de erosión.

Interpretación. Esta asociación representa la migración de barras areno-gravosas y gravosas transversales y longitudinales acompañadas por migración de formas de lecho de menor envergadura como dunas 2 y 3D (Bridge, 1993; Allen, 1983; Huerta et al., 2011). La reducida potencia de los cuerpos asociado a la superficie de erosión basal, indica que se trata de depósitos de relleno de fondo de canal y migración de barras

gravosas durante períodos de alta descarga (Miall, 1996; Froude et al., 2017). Los estadios de menor energía permiten la formación de lechos arenosos de menor envergadura al tope de las barras. No obstante, la migración de barras más jóvenes, sobreimpuestas a las previamente depositadas, resulta en la baja preservación de estas dunas quedando reducidas a cuñas (Miall, 1996; Bridge, 2006). En general, la AF7 representa macroformas complejas que acrecionan corriente abajo y en la vertical.

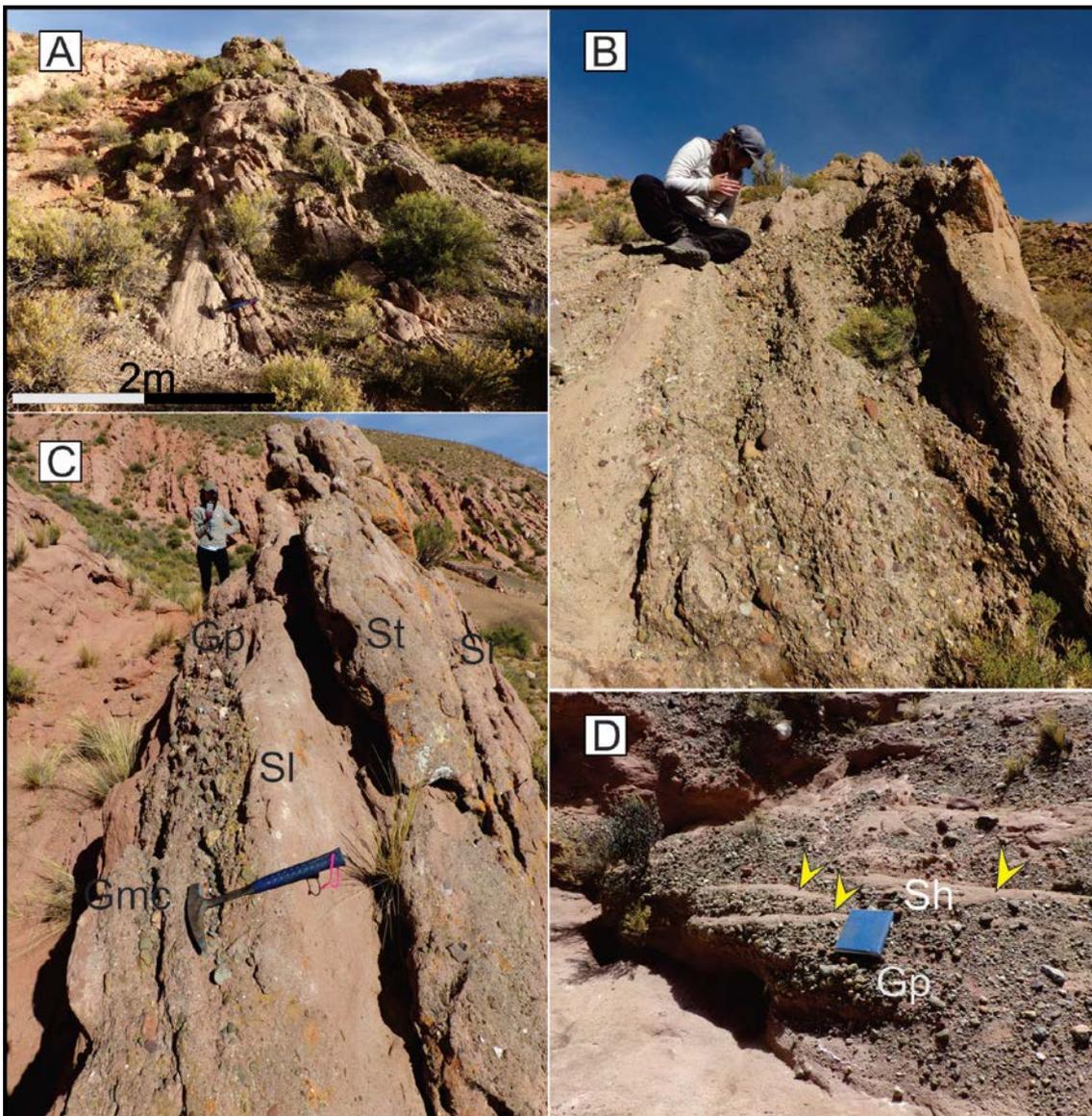


Figura 3.20. A) Complejo de BTL B) Complejo de barras areno-gravosas transversales. C y D) Detalle del arreglo interno de la AF7. Las flechas amarillas indican los relictos de los topes de barras representados por las facies Sh o Sl.

3.4.2.4 Asociación de facies 8: Complejo de barras gravosas asociadas a depósitos mantiformes - BGM

Representada por la asociación de facies Gmc/Gt, Gh, Sh y Sm. Conforman cuerpos tabulares, areno-gravosos que pueden alcanzar hasta 6 metros de espesor y decenas de metros a la lateral. Presentan techos y bases irregulares planos que pueden contener intraclastos pelíticos. Internamente, consiste en un apilamiento de capas con estratificación interna difusa o bien superficies erosivas suaves (escasos cm). Las bases están cubiertas por facies gravosas Gmc, Gh y en menor medida Gt, que gradan a facies de areniscas gruesas a sabulíticas a Sh/Sm. Aquí, la facies Sm se observa con geometrías tabulares o en cuña con espesores no mayores a 0,40 cm. En detalle, está compuesta por arenisca sabulítica, con abundantes clastos líticos, lo que le confiere una textura tipo floating a la roca. La AF8 es muy común en los niveles estratigráficos superiores de la Qda Río Grande.

Interpretación. Representan la acreción vertical de complejos de barras mayormente longitudinales tendidas que marcan numerosos episodios de erosión y depositación (Hein y Walker, 1977; Karpeta, 1993; Huerta et al., 2011) y, depósitos asociados a flujos hiperconcentrados (Sm) poco confinados que sugiere la participación de flujos eventuales asociados a procesos gravitacionales (Miall, 1996).

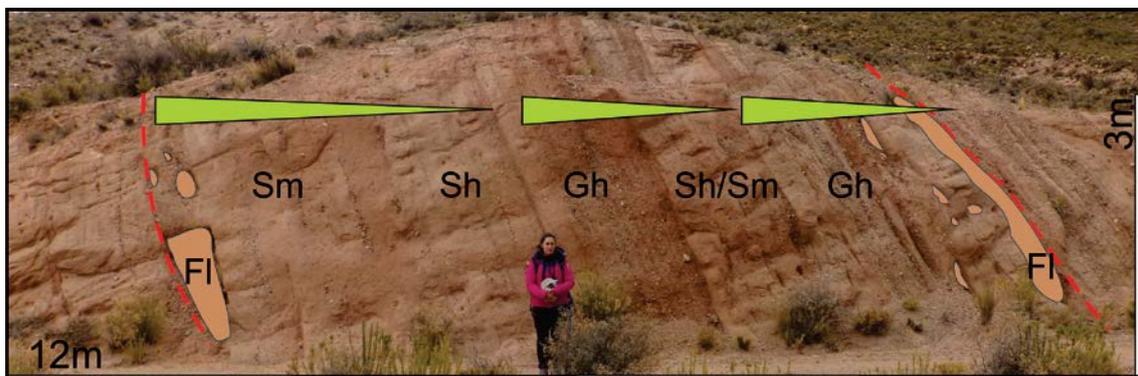


Figura 3.21. Complejo de barras gravosas longitudinales intercalados con flujos gravitacionales. Obsérvese la estratificación difusa, además de los ciclos granodecrecientes internos marcados por los triángulos verdes. Las bases presentan intraclastos pelíticos como relictos de la llanura de inundación.

Asociación de facies 9: Depósitos de sobrebanco - DB

Este elemento arquitectural está compuesto por la alternancia de estratos de areniscas y limolitas. Los estratos de areniscas están integrados por la facies Sr y Sh y los de limolitas por las faices Fl y Fm. Estos cuerpos exhiben geometrías lenticulares (Fig. 3.14 D) y/o en cuñas (3.14 E) con bases y techos irregulares. Presentan espesores entre

0,30 y 1,5 metros y extensiones laterales del orden métrico. Es común la ocurrencia de esta asociación entre depósitos de canales (Fig. 3.14 E).

Interpretación. La AF 9 se interpreta como el relleno del canal en fase de abandono progresivo. Durante el abandono alternan momentos de flujo tractivo poco energético donde se desarrollan las facies Sr y Sh con períodos de ausencia de flujo, en los que se produce decantación de finos y desarrollo de tapones de arcilla (*clay plugs*) que, progresivamente van rellendo y suavizando la depresión topográfica del antiguo canal (Kraus y Wells, 1999; Viseras et al., 2004).

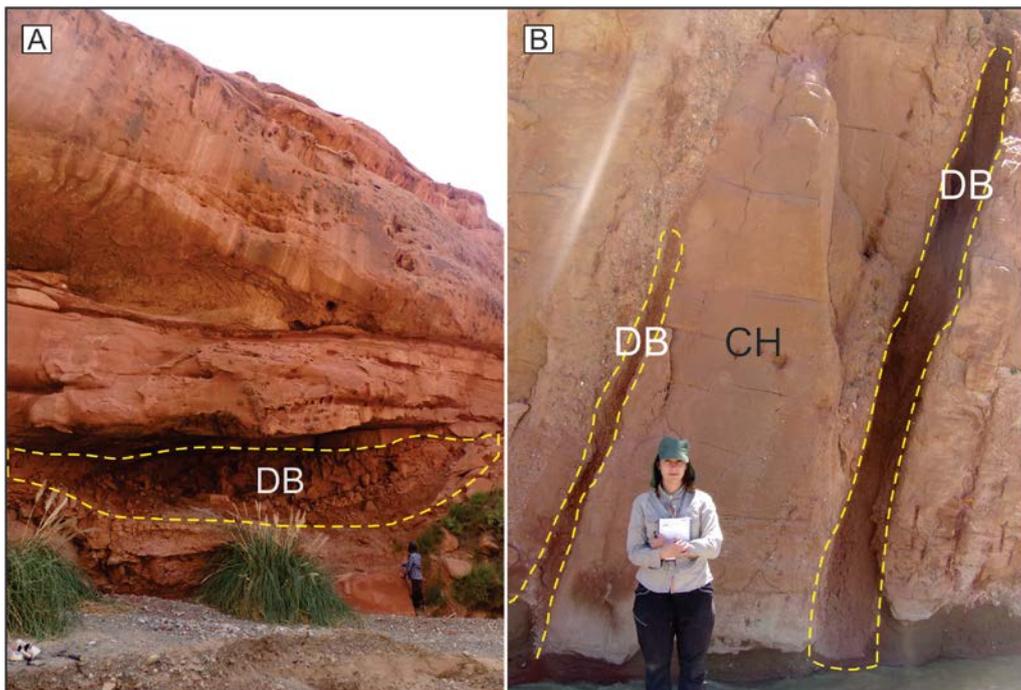


Figura. 3.22. Elemento arquitectural de sobrecancho. A) Depósito de sobrecancho lenticular de 1.5 metros de espesor y 8 metros de ancho preservado entre canales sinuosos B) Depósito de sobrecancho en cuña de entre 30 y 50 cm de espesor y 3 metros de ancho alojado entre canales de baja sinuosidad.

3.5 CANALES PRINCIPALES – CH

3.5.1 Canales Individuales – CHi

Este elemento está compuesto predominantemente de areniscas finas a gruesas. Se reconoce por presentar una geometría lenticular limitada en la base y en techo por espesos depósitos finos (Fig. 3.22). Comprende un cuerpo central con alas que se extienden hacia los laterales (Friend et al., 1979; Friend, 1983); (Figs. 3.23 y 3.24). La base es cóncava hacia arriba y discordante con los depósitos subyacentes; el techo es generalmente plano. Los espesores del cuerpo central varían entre 2 y 4 metros de potencia y el ancho mínimo registrado en campo es de 28 metros, aunque se han

registrado valores que superan los 60 metros, identificables en imágenes satelitales (Fig. 3.23).

El relleno inicia con un depósito delgado de areniscas macizas con intraclastos pelíticos que tapizan la base cóncava (*lag*) sobre la cual predominan la agradación lateral y vertical de barras arenosas (AF6; Fig. 3.18) y formas de lecho arenosas (AF5; Fig. 3.17). Hacia el tope, es común la presencia de depósitos de sobranco (Fig. 3.22) que pasan transicionalmente a elementos arquitecturales de llanura de inundación. Las alas de canal conforman a los elementos de albardón (AF2; Fig. 3.15) y canales de desborde (AF3; Fig. 3.16). El relleno descrito presenta un patrón granodecreciente con ausencia de superficies erosivas internas y/o tapices pelíticos (Fig. 3.24).



Figura 3.23. Imagen Google Earth, inicio de la Qda. Río Grande. Ejemplo de faja de canales principales individuales rodeados de espesas llanuras de inundación.

Interpretación. Este elemento representa canales individuales con una única historia de depositación (Blakey y Gubitosa, 1984; Paredes et al., 2003; Ghazi y Mountney, 2009). Generalmente se asocian a rellenos asimétricos por la agradación lateral de una única barra de punta (Gibling 2006; Ghazi y Mountney, 2009). De acuerdo a sus dimensiones estos canales se clasifican como mantos angostos ($A/P \geq 5$) a cintas anchas ($A/P \geq 15$) (Gibling, 2006).

La presencia de *lag* de canal con intraclastos pelíticos sugiere la erosión e instauración del canal sobre los depósitos previos de llanura de inundación. Se entiende a esta superficie discordante y erosiva como de 5to orden (Miall, 1996). La agradación del litosoma arenoso a depósitos de sobranco representa la desactivación del canal y abandono del mismo, probablemente por procesos de migración por expansión lateral, y

la consecuente reinstalación de la llanura de inundación (Allen, 1983; McLaurin y Steel, 2007).

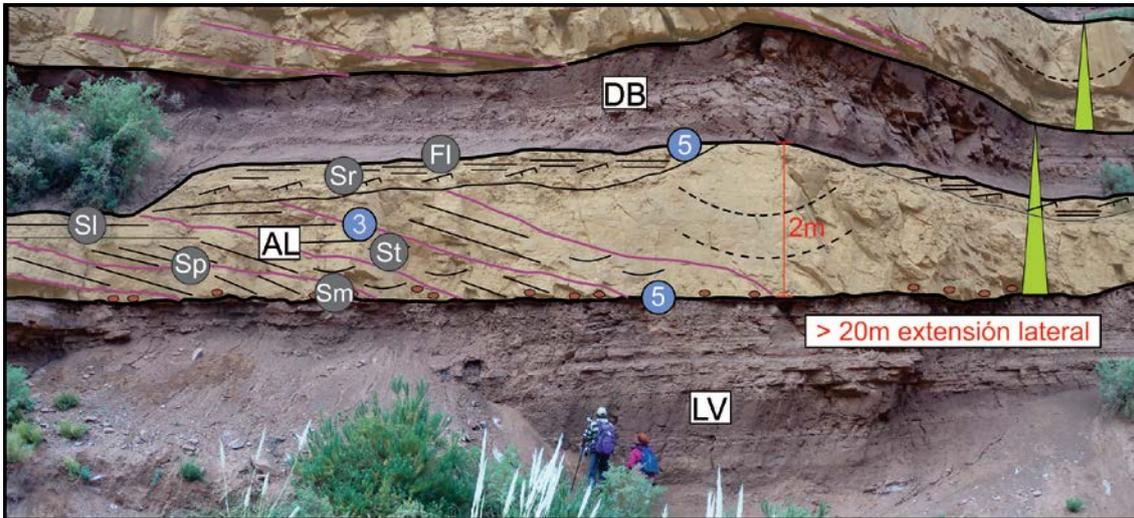


Figura 3.24. Detalle de la geometría, relleno interno y órdenes de las superficies de un canal principal individual.

3.5.2 Complejo de canales principales – CCH

3.5.2.1 Dominados por procesos de acreción lateral- CCHAI

Conjunto de canales individuales (CHi; Figs. 3.23 y 3.24) amalgamados lateral y verticalmente que conforman geometrías lenticulares. Los complejos exhiben espesores de entre 15 y 25 metros y anchos aparentes del orden del Km (Fig. 3.25 A, B y C). Los canales individuales se destacan por sus bases erosivas cóncavas con incisiones que varían entre 1,5 y 2 metros. Los techos son netos planos, aunque es común que estén erodados por superposición de CHi más jóvenes (Fig. 3.25 A, B y C). Las alas preservadas, conforman parte de los elementos de albardón (AF2; Fig. 3.15) y canales de desborde (AF3; Fig. 3.16). Es frecuente que depósitos finos de sobrebanco (AF9; Fig. 3.22) queden preservados como relictos discontinuos entre los canales (Fig. 3.24 B y C). Los complejos de canales se encuentran separados en la vertical por espesos depósitos de llanura de inundación (Lli; Fig. 3.24 A).

Interpretación. En base a sus dimensiones y a su complejo relleno interno, se interpreta a este elemento como complejos de canales principales, de carácter multiepisódico, compuesto por la agradación vertical de sucesivas migraciones y reubicaciones de canales individuales. El relleno de cada canal está dominado por procesos de acreción lateral.

Las dimensiones aparentes permiten clasificar a este complejo como cintas muy anchas (≥ 1000 ; Gibling, 2006). El límite inferior del complejo se interpreta como una superficie erosiva regional de 6to orden. La misma representa procesos de migración por expansión lateral y traslación (aguas abajo) del sistema de canales. La incisión en el terreno produce que los canales principales (CHi) más jóvenes erosionen parte del ciclo anterior subyacente generando superficies erosivas de 5to orden. Adicionalmente, se produce amalgamiento y apilamiento vertical y lateral de los canales. Se trata de complejo de canales sinuosos dominados por relleno de barras arenosas (Gibling, 2006; Ford y Pyles, 2014).

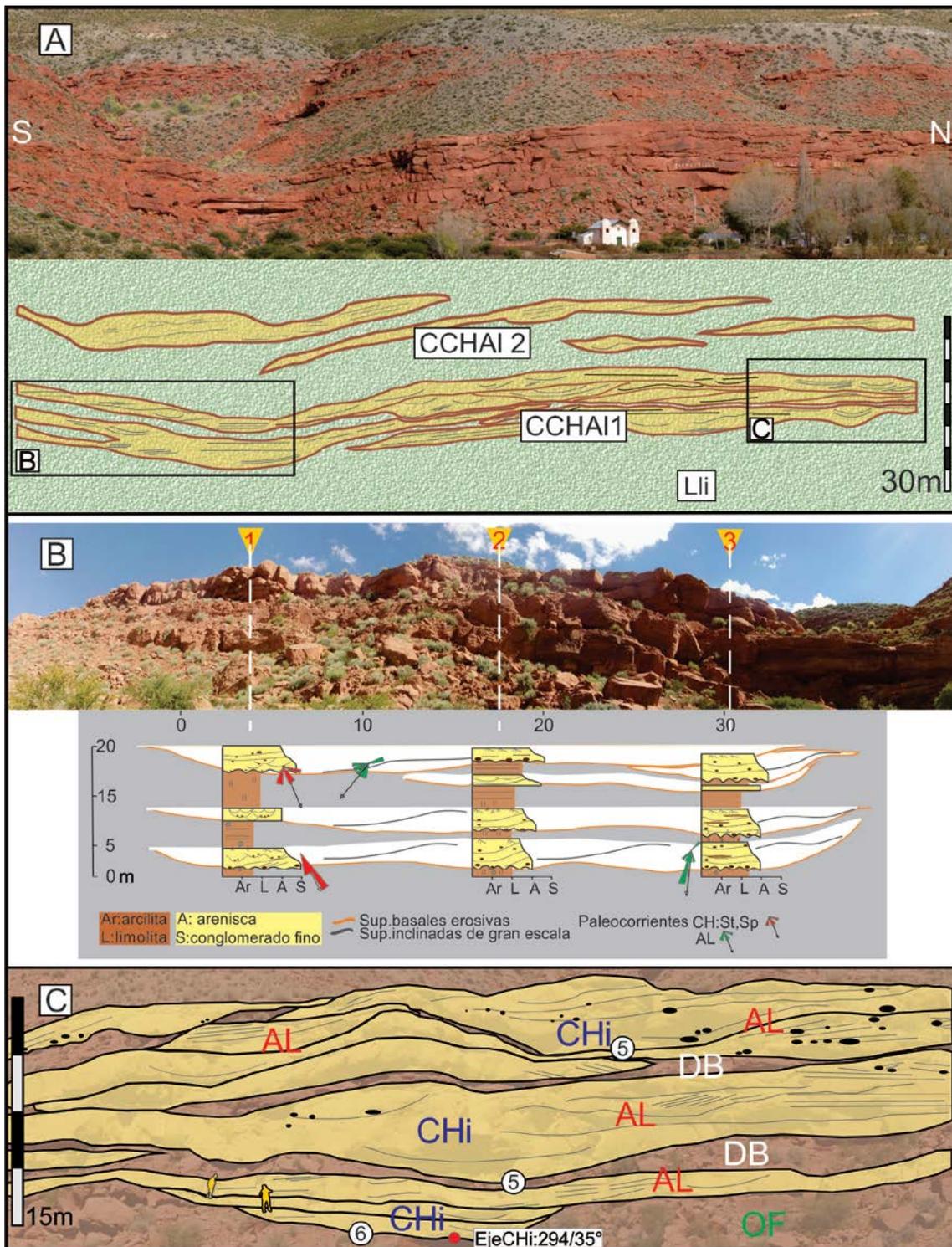


Figura 3.25. Análisis arquitectural de los depósitos de complejos de canales dominados por acreción lateral. A) Fotomosaico orientado N-S. Al pie, se encuentra un panel de la arquitectura interpretada. En esta se observan dos fajas de CCHA, separados por depósitos de llanura de inundación (Lli). Los recuadros en negro, indican la ubicación de las imágenes B y C. B) Fotomosaico con la ubicación de los perfiles estratigráficos relevados. La imagen inferior, muestra el detalle de los perfiles y la interpretación de la geometría de los canales. C) Análisis arquitectural local sobre fotomosaico. Distribución vertical y lateral de los depósitos de canal. Chi: elemento de canales individuales; AL: elementos de barras arenosas de acreción lateral; OF: elemento de depósitos finos de llanura de inundación.

3.5.2.2 Dominados por acreción corriente abajo - CCHCa

Se trata de cuerpos areno-gravosos a gravosos, de geometría tabular, con bases ligeramente cóncavas irregulares y techos planos (Fig. 3.26 A y B). Estos cuerpos, se caracterizan por ser anchos (decenas de Km) y presentar entre 8 y 12 metros de espesor (Fig. 3.26 A y B). Internamente se observa un relleno granodecreciente con estratificación difusa y múltiples superficies de erosión. Las bases están tapizadas por facies Gmc que, ocasionalmente, contienen intraclastos pelíticos. Sobre estas, migran complejos de barras gravosas transversales y longitudinales (AF7; Fig. 3.20). En los topes de barras suelen observarse formas de lecho arenosas (AF5; Fig. 3.17) aunque, generalmente están mal preservadas y cubiertas por depósitos de sobrelancho (AF9, Fig. 3.22). La participación de los depósitos de llanuras de inundación es escasa y de espesores reducidos. Este elemento se asocia, de manera localizada, a canales de desbordes (AF3; Fig. 3.16).

Interpretación. Este elemento representa canales principales, multiepisódicos, dominado por barras areno-gravosas complejas que migran por traslación corriente abajo. En base a la relación ancho/profundidad se clasifican como cintas anchas a muy anchas (≥ 100 - ≤ 1000 ; Gibling, 2006). Las bases irregulares, tapizadas por depósitos delgados de Gmc con participación de intraclastos pelíticos, representan superficies erosivas sobre depósitos de llanura de inundación y/o depósitos de sobrelancho. Estas superficies están cubiertas por residuos tractivos de fondo de canal (*lag*) sobre los cuales migraron barras areno-gravosas transversales y barras longitudinales, las cuales, a su vez, sugieren ser de baja topografía (Huerta et al., 2011). Localmente, parte del relleno de estos canales sugieren sedimentación asociada a corrientes e inundaciones repentinas, pobremente canalizadas producidas por alta descarga de agua y sedimentos (Smith, 1986; Miall, 1996; Sánchez et al., 2006).

La geometría característica de los canales, el dominio de la carga de lecho de complejos de barras transversales y longitudinales y la mala conservación de topes de barras y depósitos de llanuras de inundación, sugiere la existencia de una faja de múltiples canales activos poco profundos y dominados por la agradación corriente abajo, típicos de los sistemas fluviales entrelazados (Miall, 1996; Bridge y Lunt, 2006; McLaurin y Steel, 2007; Ford y Pyles, 2014).

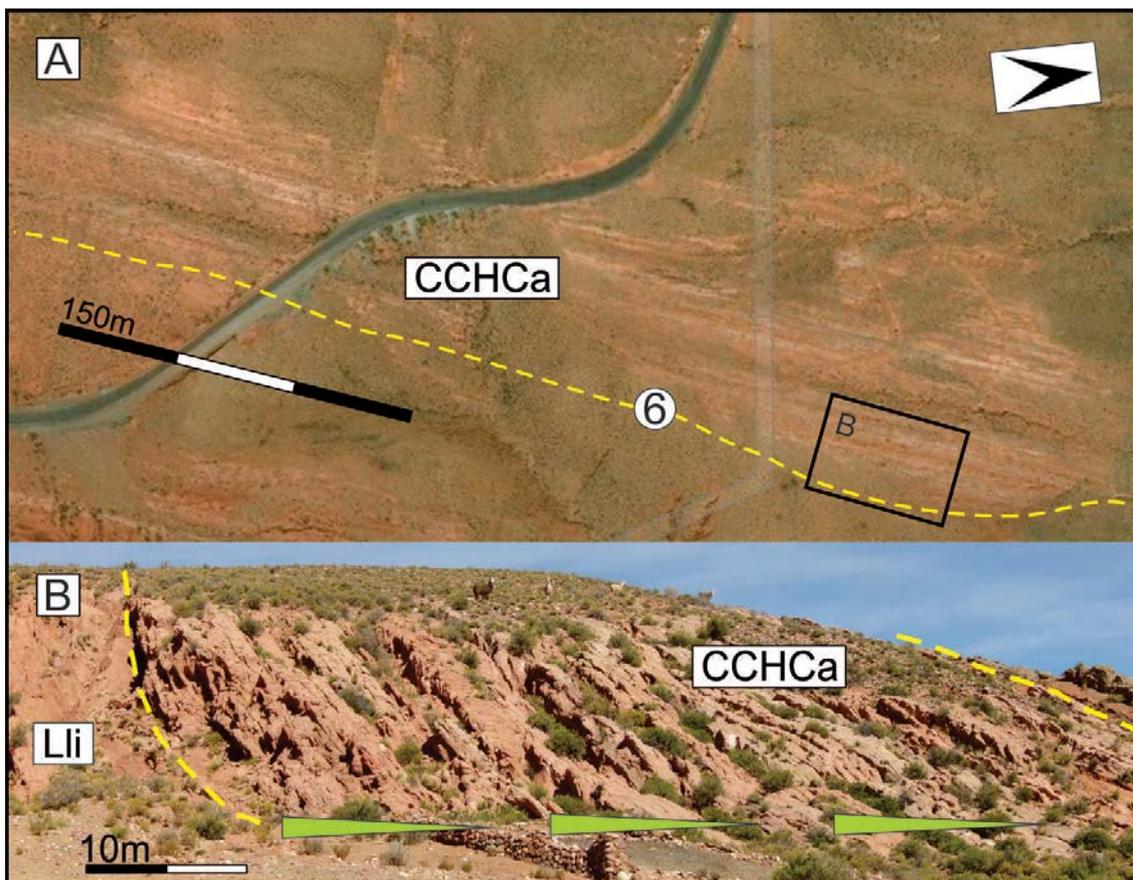


Figura 3.26. Complejo de canales principales dominados por acreción corriente abajo. A) Imagen satelital Google Earth en la que se aprecia las dimensiones de los complejos. La línea amarilla punteada se interpreta como el contacto erosivo de orden 6 entre la base del complejo y la llanura de inundación. B) Foto de campo, detalle de la imagen A. Se aprecia la geometría de los canales y los ciclos granodecrecientes que lo integran.

3.6 ASOCIACIONES DE MINERALES PRESENTES EN LAS LLANURAS DE INUNDACIÓN COMO PROXY CLIMÁTICO

En este apartado, se presenta el análisis mineralógico, por difracción de rayos X, de las facies pelíticas (F1/Fm), que integran las llanuras de inundación, a lo largo del intervalo estratigráfico estudiado.

3.6.1 Mineralogía de arcilla

Las llanuras de la sección basal, están dominadas por la asociación illita/muscovita acompañada por clorita y caolinita (?). La abundancia relativa de I/Ms es $\geq 80\%$ mientras que, la clorita y la caolinita (?) se encuentran subordinadas (Fig. 3.27 A). Inmediatamente, hacia posiciones estratigráficas superiores, se incorporan interestratificados illita/esmectita y se confirma la presencia de caolinita (Fig. 3.27 B y C). Los depósitos de las llanuras, al tope de la sección analizada, exhiben la asociación

de arcillas illita/Muscovita + interestratificados de illita/esmectita + esmectita + caolinita (Fig. 3.27 D y E).

Las muestras que registran caolinita, no presentan abundancias relativas que superen el 5% de su contenido. Por lo tanto, el índice K/Ms: 0,1 – 0 es despreciable (Chamley, 1989).

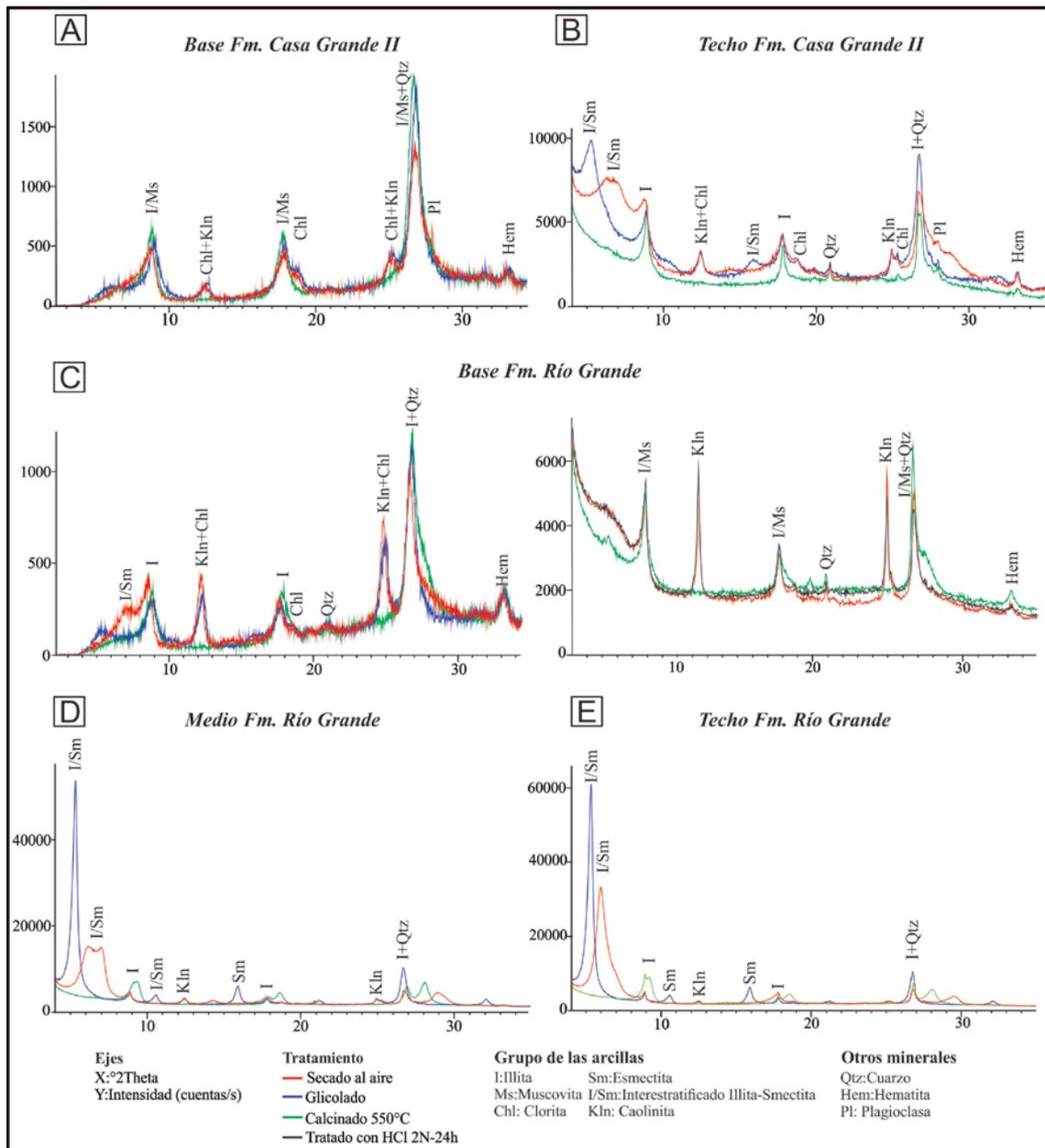


Figura 3.27. Patrones DRX de sedimentos finos representativos de las llanuras de inundación en diferentes posiciones estratigráfica.

3.6.2 Roca total

En base al análisis de DRX en roca total se identificaron facies minerales que acompañan a los argilominerales anteriormente mencionados.

Los minerales identificados son el cuarzo en asociación con plagioclasa y feldespato potásico, calcita y hematita (Fig.3.28). Si bien se dificultó la identificación de yeso en los patrones DRX, está presente como nódulos y venas únicamente en los depósitos de llanuras en la sección inferior (Figs.3.3; 3.9 C y D).

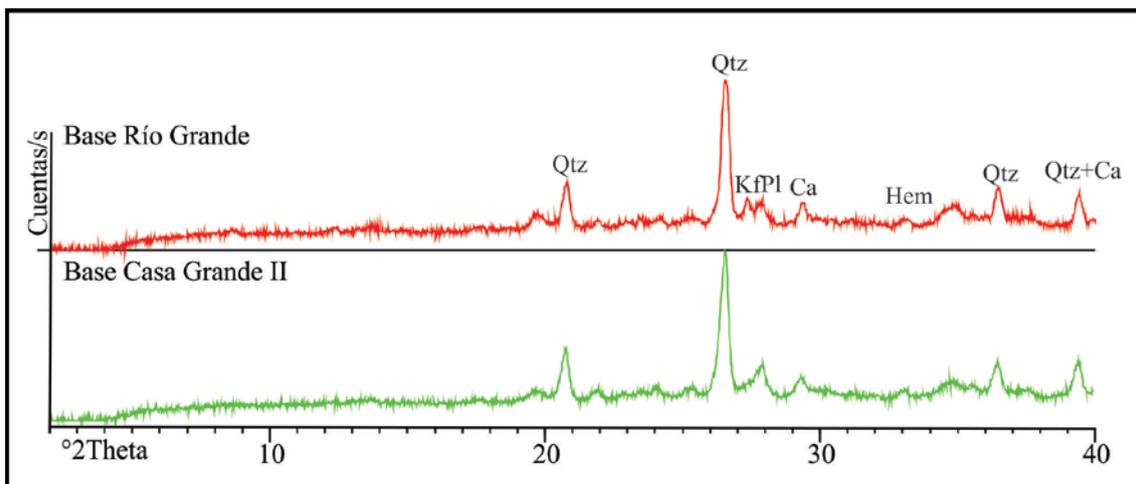


Figura 3.28. Patrones DRX en roca total característicos de las llanuras ubicadas en las bases de las unidades de estudio. Qtz: Cuarzo, Kf-: Feldespato potásico, Ca-: Calcita, Pl: Plagioclasa, Hem: Hematita.

3.6.3 Inferencias paleoclimáticas

Los minerales identificados pertenecen a dos grandes grupos a) *minerales alogénicos o detríticos* como: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, illita/muscovita y clorita. Se originan por la meteorización física. Son transportados mecánicamente desde el área fuente reflejando la composición de la misma (Chamley, 1989). Dentro del grupo de las arcillas, la illita es considerada como la menos sensible a la meteorización química (Ruffell et al. 2002). b) *minerales autigénicos o químicos*, aquí se encuentran la esmectita, caolinita, calcita, hematita y yeso nodular. Son originados *in situ* a partir de la alteración y disolución de minerales primarios, dando lugar a la precipitación química/bioquímica de fases más estables durante los procesos pedogenéticos y/o diagenéticos (Chamley, 1989; Retallack, 1990; Klein y Hurlburt, 1996).

Las sedimentitas estudiadas indican diagénesis temprana. Esto es avalado por la presencia de feldespato potásico, calcita, caolinita y esmectita ya que son minerales que tienden a desaparecer durante la diagénesis progresiva debido a su disolución o

transformación (Hower et al., 1976; Boles y Franks 1979; Chamley, 1989). Por lo tanto, las asociaciones de minerales de arcillas presentes en los sedimentos estudiados no se han alterado significativamente desde el momento de su sedimentación y pueden utilizarse como proxy climático en la reconstrucción paleoambiental.

La presencia de illita/muscovita + clorita indica un predominio de la meteorización física sobre la química, que es típica de los climas secos, relacionados con condiciones de baja hidrolización en el perfil del suelo (Chamley, 1989), aunque también podría estar relacionada con ciclos cortos de transporte/meteorización (Chamley, 1989).

La formación de esmectita autógena se ve favorecida por un clima cálido, pero fuertemente estacional, sugiriendo la alternancia de períodos húmedos y secos (Chamley, 1989). Sin embargo, también puede formarse a través de la alteración química del material volcánico durante la diagénesis temprana (e.g. Do Campo et al., 2010).

Por último, la formación de caolinita se ve favorecida por climas húmedos, subtropicales a tropicales (Chamley, 1989).

A partir de lo expuesto, se interpreta que el clima inicial era semiárido. Las llanuras de inundación de la base estaban compuestas preferentemente por material propiciado por las áreas de aporte circundante. La lixiviación era reducida, pero suficiente para favorecer la producción de nódulos de yeso. Las llanuras suprayacentes del tramo medio muestran una tendencia hacia un clima templado estacional. El incremento en la intensidad de la hidrólisis, propició una meteorización química más intensa promoviendo la producción de I/Sm, esmectitas y caolinita en el perfil del suelo. Asimismo, la formación de calcita y hematita son afines con condiciones alternantes húmedas y secas (Retallack, 1990).

Como una evidencia adicional que también puede ser usada como un indicador indirecto de condiciones climáticas, es la presencia de trazas de termitas (Fig. 3.29). En el tramo medio del intervalo estratigráfico estudiado (Fig. 3.3), se reconocieron trazas de la familia Krausichnidae, (Genise et al., 2016; Genise, 2017). Estos termiteros aparentemente se desarrollan en lugares con condiciones alternantes secas y húmedas (e.g. Genise et al., 2016).



Figura 3.29. Ejemplares de trazas de la familia Krausichnidae hallados en areniscas medianas en elementos de CD y CHI.

3.7 INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

El intervalo estratigráfico estudiado, entendido como un registro sedimentario continuo, se interpreta como un paleoambiente fluvial. Su diseño y estadio de evolución queda reflejado en los procesos que actuaron durante la depositación, así como en la proporción y arreglo de los elementos arquitecturales que se desarrollaron en los diferentes sectores de la secuencia de estudio.

3.7.1 Sistema fluvial de alta sinuosidad

La sección inferior, en todas las localidades estudiadas (Fig. 1.2), está caracterizada por un sistema fluvial meandriforme de carga mixta (Fig. 3.30); (Miall, 1996; Bridge, 2003). Se distingue por presentar mantos angostos a cintas anchas (Gibling, 2006) preferentemente compuestos por areniscas medianas a sabulíticas y dominados por procesos de acreción lateral. El elemento de relleno más abundante son las barras arenosas de acreción lateral (AF6), acompañadas por barras que migran oblicuo y corriente abajo además de formas de lecho menores como dunas tridimensionales y de crestas rectas (AF5).

La arquitectura de este sistema evidencia un amalgamiento vertical bajo a moderado. La relación CH/Lli 1:9, infiere canales principales individuales dentro de una extensa planicie de inundación (Figs. 3.23 y 3.24), cuya superficie erosiva es de 5to orden, mientras que, la relación CH/Lli 4:1 evidencia superficies de 6to orden sobre las cual se instalan fajas de múltiples canales (Fig. 3.25) y baja conservación de facies finas.

La llanura de inundación está caracterizada por presentar un amplio desarrollo y distribución lateral. Está compuesta por limolitas y areniscas preferentemente finas, construidas inicialmente bajo un clima semiárido que progresa hacia un clima estacional con regímenes de precipitaciones marcadas.

Dentro de este subambiente, no sólo las asociaciones de minerales presentes son un indicador de la estacionalidad marcada sino, además el desarrollo de albardones (AF2) y canales de desborde (AF3). Estos se construyen en posiciones proximales al canal principal durante los sucesivos eventos de crecida. A su vez, los canales de desborde funcionan como alimentadores de los abanicos de desbordes (AF4), transportando y depositando el material hacia sectores distales y topográficamente más bajos de la llanura. En las áreas más tranquilas se acumulan los depósitos más finos (AF1) sobre los cuales se desarrollan paleosuelos y la actividad biológica. Los indicadores son: la

presencia de motas de reducción, trazas de raíces, madrigueras, barnices de arcillas, óxidos de hierro, carbonatos y nódulos de yeso. Probablemente, estos suelos habrían sido poco evolucionados debido a una alta tasa de sedimentación inhibiendo la formación de horizontes desarrollados (Retallack, 1990). Este tipo de llanuras, dominadas por depósitos de finos (AF1), se clasifica como llanuras cohesivas (Nanson y Croke, 1992), aportando mayor estabilidad a los bancos y, por consiguiente, favoreciendo los cursos meandriformes (Fig. 3.29) (Allen y Friend, 1968; Nanson y Croke, 1992; Ghazi y Mountney, 2009).

3.7.2 Sistema fluvial de baja sinuosidad

La sección superior de los perfiles de Quebrada Grande y Vicuñayoc (Fig. 3.3), está caracterizada por un sistema fluvial entrelazado areno-gravoso a gravoso (Fig. 3.29) con un alto amalgamamiento lateral y vertical entre los canales principales (Fig. 3.25). La preservación de los depósitos finos de llanuras es escasa a nula.

Sobre una superficie de 6° orden, se instauran complejos de cintas anchas (Gibling, 2006) con un patrón de relleno interno multiepisódico, granodecreciente y con estratificación cruda. Están dominados por complejos de barras de baja topografía transversales y longitudinales (AF7) que acrecionan corriente debajo. Adicionalmente, dentro del relleno, se exhiben mantos compuestos por la facies Fm con clastos gravosos dispersos. Este indicador, sugiere eventuales avenidas de flujos pobremente confinadas e hiperconcentradas asociadas a procesos gravitacionales (AF8) (Miall, 1996). En cuanto a la preservación del material fino, es más frecuente la preservación de depósitos de sobrebanco como relictos tabulares y lenticulares aislados entre los rellenos de canal que depósitos finos de llanuras de inundación. Los depósitos de llanura de inundación (AF1) están restringidos y representados por depósitos tabulares de escasos metros construidos por limolitas arenosas y areniscas finas a gruesas. Reinfields (1991) observó tres procesos dominantes que operan de manera individual o en combinación, como responsables de la baja preservación de las llanuras de inundación. La migración o avulsión de los canales produce el abandono de barras que pueden ser estabilizadas por vegetación. Sin embargo, las sucesivas reubicaciones de los canales activos, producen la erosión de las llanuras construidas. Por consiguiente, la reelaboración de las planicies de inundación se produce a medida que los canales principales migran o avulsionan reocupando posiciones, previamente abandonadas, impidiendo así, la preservación de

los depósitos finos (Ferguson y Werrity, 1983; Carson, 1984; Reinfields, 1991; Aslan et al., 2005).

La prevalencia de las macroformas de los canales, el relleno dominado por los elementos AF7, AF8 y la baja conservación de los finos de la planicie de inundación, sugieren, en su conjunto, la existencia de múltiples canales activos, poco profundos, dominados por procesos de agradación y avulsión (Miall, 1996; Bridge y Lunt, 2006).

3.7.3 Sistema fluvial de transición mixto

La sección intermedia (Fig. 3.30, Qda. Río grande y Vicuña yoc) comprende entre 150 y 200 metros de espesor estratigráfico en los cuales existe una sedimentación compleja donde intervienen elementos del sistema meandriforme y entrelazado.

Se trata de complejos de cintas anchas (Gibling, 2006) areno-gravosas, moderadamente amalgamadas, confinadas entre depósitos de llanura de inundación.

Internamente se distinguen complejos de canales principales arenosos, con geometría de cintas anchas, dominados por procesos de acreción lateral (CCHA1). Presentan espesores más reducidos (2,5-5 m) con respecto a la sección inferior. Al igual que estos, presentan un patrón de relleno granodecreciente y multiepisódico dominados por formas de lecho y barras de acreción lateral arenosas (AF5 y AF6).

Estos depósitos intercalan con complejos de canales areno-gravosos (CCHCa), rellenos por barras transversales y longitudinales (AF7), también reducidos en espesor (1,2-3 m). Las llanuras de inundación exhiben espesores entre 2 y 8 metros y están compuestas de limolitas gruesas y areniscas medianas a gruesas. Es común que estén limitadas por canales de desborde (AF4).

Se interpreta como un sistema de transición mixto, donde interactúan canales sinuosos y canales de baja sinuosidad (Fig. 3.30). Las llanuras de inundación muestran granulometrías gruesas, similares a la de la sección superior. Si bien los espesores están reducidos en comparación con las potentes llanuras suprayacentes, aún exhiben buena participación. Este sistema podría asociarse a los sistemas *wandering* en los que conviven características de sistemas meandriformes y entrelazados (Brierley, 1989; Miall, 1996) o bien asimilarse a un sistema entrelazado confinado, como el descrito por Beilinson, (2012).

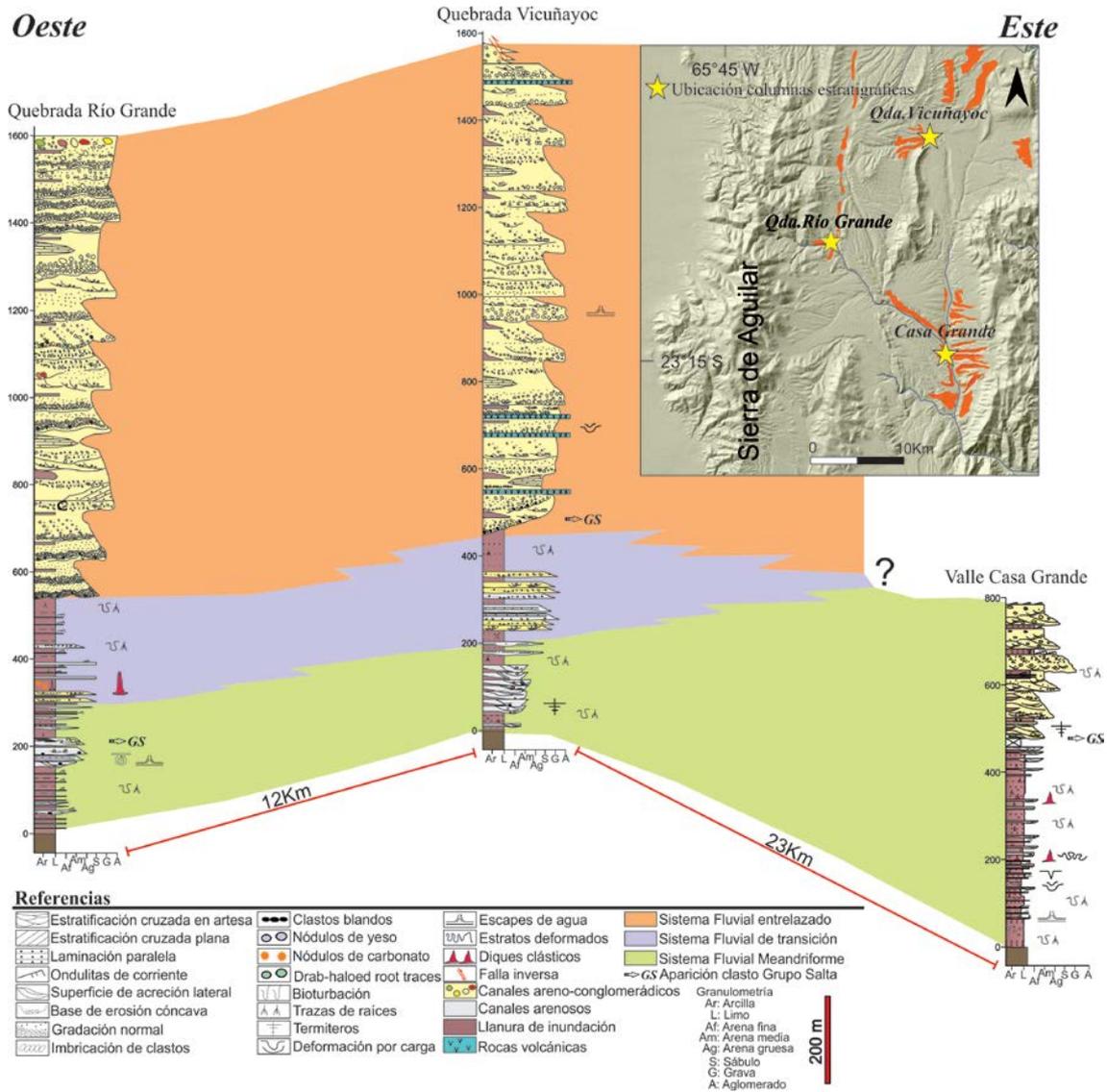


Figura 3.30. Perfiles estratigráficos integrados con los distintos ambientes fluviales interpretados.

CAPÍTULO 4

Evidencias de Deformación Sinsedimentaria



Harold Fisk, 1944

4 Evidencias de Deformación Sinsedimentaria

4.1 INTRODUCCIÓN

Montero López et al. (2018) describieron una serie de estructuras de diferentes escalas (desde regional a centimétrica) en las sedimentitas de la Fm. Casa Grande I y II, interpretadas como estructuras de deformación en sedimentos blandos (*SSDS - soft sediment deformation structures*) de origen sintectónico. En el transcurso de los trabajos realizados en esta tesis se reconocieron estas estructuras tanto en el perfil del Valle de Casa Grande como en la Quebrada de Río Grande (Figs. 1.2 y 3.3).

4.2 ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA

Entre las estructuras más llamativas, se identificaron diques clásticos y pilares de escala centimétrica a métrica (Fig. 4.1).

4.2.1 Diques clásticos

Los diques se distinguen por formar estructuras tabulares, verticales a subverticales con respecto a la estratificación y están limitados por capas sin deformar. Los mismos están integrados por areniscas blancas finas a medianas y cortan bancos de limolitas rojas (Fig. 4.1 A, B). Tienen paredes abruptas con anchos entre 5 a 6 cm y varios metros de largo (Fig.4.1 C). Internamente la arenisca es maciza, pero en partes se puede observar una disposición de los clastos paralela a la pared del dique, junto con la presencia de clastos blandos.

Interpretación. Estas estructuras representan procesos de licuefacción y fluidización de sedimentos sin consolidar (Owen, 1987). Se producen por sobrepresurización favorecida por alta presión de agua de poros generalmente provocada por sobrecarga o bien por shocks sísmicos (Owen y Moretti, 2011; Obermeier, 2009). Este proceso lleva a que los granos de arena se comporten como un fluido, se reacomoden e intruyan el sedimento suprayacente, a medida que se expelle el agua contenida.

4.2.2 Estructuras en pilar

Estas estructuras se observaron en capas de arenisca mediana a fina, limitadas en la base y techo por capas sin alterar. Se distinguen porque forman una estructura cónica vertical que corta la laminación primaria (Fig. 4.1 D). Internamente presentan laminación que acompaña la forma externa (Fig. 4.1 E). La base de la capa de arenisca presente un nivel centimétrico macizo o débilmente crenulado y por encima un nivel con las estructuras

en pilar que pueden estar aislados o conectados. En la Formación Casa Grande II se observaron pilares de 15 a 20 cm de ancho y 30 a 40 cm de alto.

Interpretación. Estas estructuras son producidas por licuefacción y escape de agua, bajo condiciones de sobrepresurización del sedimento inconsolidado y saturado en agua (Obermeier, et al., 2005). El estrés y el fluido al escapar producen la alineación de granos hacia los márgenes de los pilares (Draganits et al., 2003).

Los diques clásticos junto con las estructuras en pilar son consideradas estructuras de deformación sinsedimentaria (SSDS). Entre las condiciones que favorecen la alta presión responsable de su generación son: el tamaño de grano, saturación de agua y la alternancia de bancos permeables y bancos impermeables, es decir la relación porosidad/permeabilidad y pobre cohesión (Obermeier, 2009; Berra y Felletti, 2011). Estas condiciones se cumplen en el caso de la Formación Casa Grande II y Río Grande. Las evidencias presentadas aquí, junto con las mostradas en Montero López et al. (2018) soportan la interpretación de actividad sísmica en la zona, contemporánea con la sedimentación de la Formación Casa Grande II y la base de Río Grande.

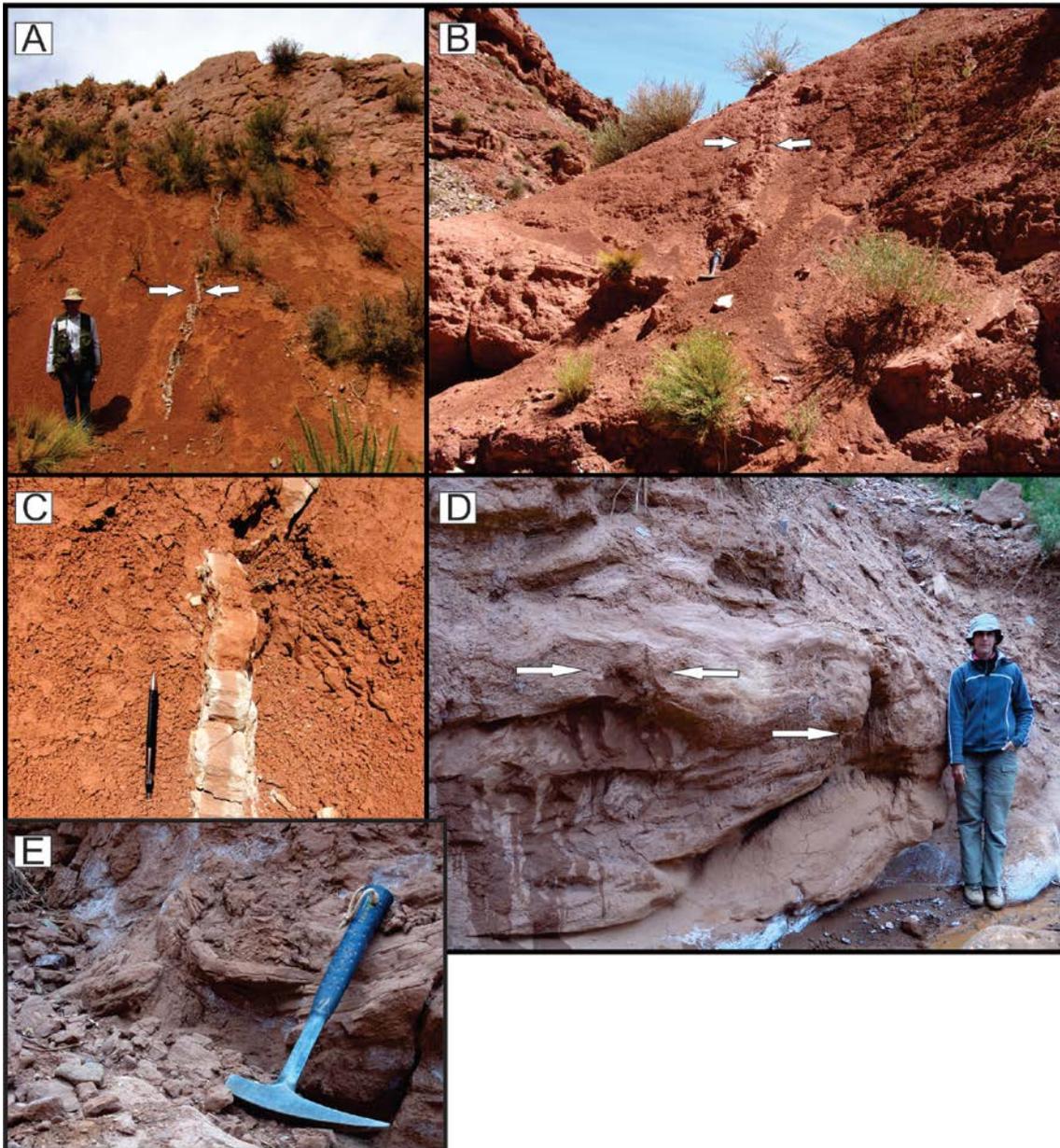


Figura 4.1. A. Dique clástico alojado en los depósitos de la Fm. Río Grande, en la Qda. Río Grande. B. Dique clástico alojado en los depósitos de la Fm. Casa Grande II, en el Valle de Casa Grande. C. Detalle de dique clástico en la Qda. Río Grande. D. Horizonte deformado con crenulados y estructuras en pilares decimétricas. E. Detalle de estructura en pilar donde se observa la laminación interna, Valle de Casa Grande.

CAPÍTULO 5

Procedencia



5 Procedencia

5.1 INTRODUCCIÓN

El análisis de procedencia es una herramienta que, en conjunto con otras, permite determinar la composición y clima del área fuente y correlacionar las áreas de procedencia del material (Folk et al., 1970; Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Pettijohn et al., 1987). En otras palabras, la composición y abundancia de los sedimentos clásticos son un reflejo de la relación existente entre tectónica, clima y eficiencia erosiva en la región.

5.2 PALEOCORRIENTES

Sobre la base de los perfiles estratigráficos y la orientación de estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada planas y en artesa de canales principales, se determinó la dirección regional predominante del paleoflujo.

De acuerdo a los resultados obtenidos y graficados en las Figs. 5.1 y 5.2, se puede apreciar que las corrientes que transportaron y depositaron el sedimento de las unidades en estudio drenaron en más de una dirección.

Según la correlación de los perfiles, en relación a los ambientes identificados, se observa para la sección inferior una mayor dispersión de los datos en comparación con el sector medio-superior (Fig. 5.1), esta diferenciación resulta esperada para los cauces de moderada a alta sinuosidad. No obstante, las resultantes para este sector muestran una dirección predominante del flujo hacia el E-SE (95° - 135°) con algunas direcciones subordinadas locales. En la columna sedimentaria del Valle de Casa Grande se observa, además, paleodirecciones de transporte hacia el SO (235°) y, hacia el NO (328°) en el área de Vicuñayoc (Fig. 5.2).

En la sección medio-superior se colectaron una menor cantidad de datos restringidos a los perfiles de Río Grande y Vicuñayoc (Fig. 5.1). En el perfil de Río Grande, los resultados muestran un único sentido de transporte hacia el E-SE (99° - 132°); en cambio, las resultantes de flujo en el perfil de Vicuñayoc, señalan dos posibles direcciones, una principal hacia el NO (311°) y otra subordinada hacia el SE (114°) (Fig. 5.2).

Interpretación. El análisis de paleocorrientes sugiere que durante el Paleógeno-Neógeno existieron dos direcciones predominantes para el transporte de los sedimentos

clásticos. Una con sentido E-SE como principal y otra secundaria con sentido NO localizada en el sector norte de la cuenca.

En el área de Cianzo, sobre afloramientos análogos (Fig. 1.2), Siks y Horton (2011) identificaron un paleoflujo principal hacia el este. De esta manera, la resultante E-SE se asume como el sentido regional del sistema de drenaje. No obstante, no se descarta la existencia de regiones positivas ubicadas al SE y NE e incluso desde el sector central como el Cerro Colorado (?) en la actual cuenca de Tres Cruces que generaron pendientes locales complejizando el sistema de drenaje.

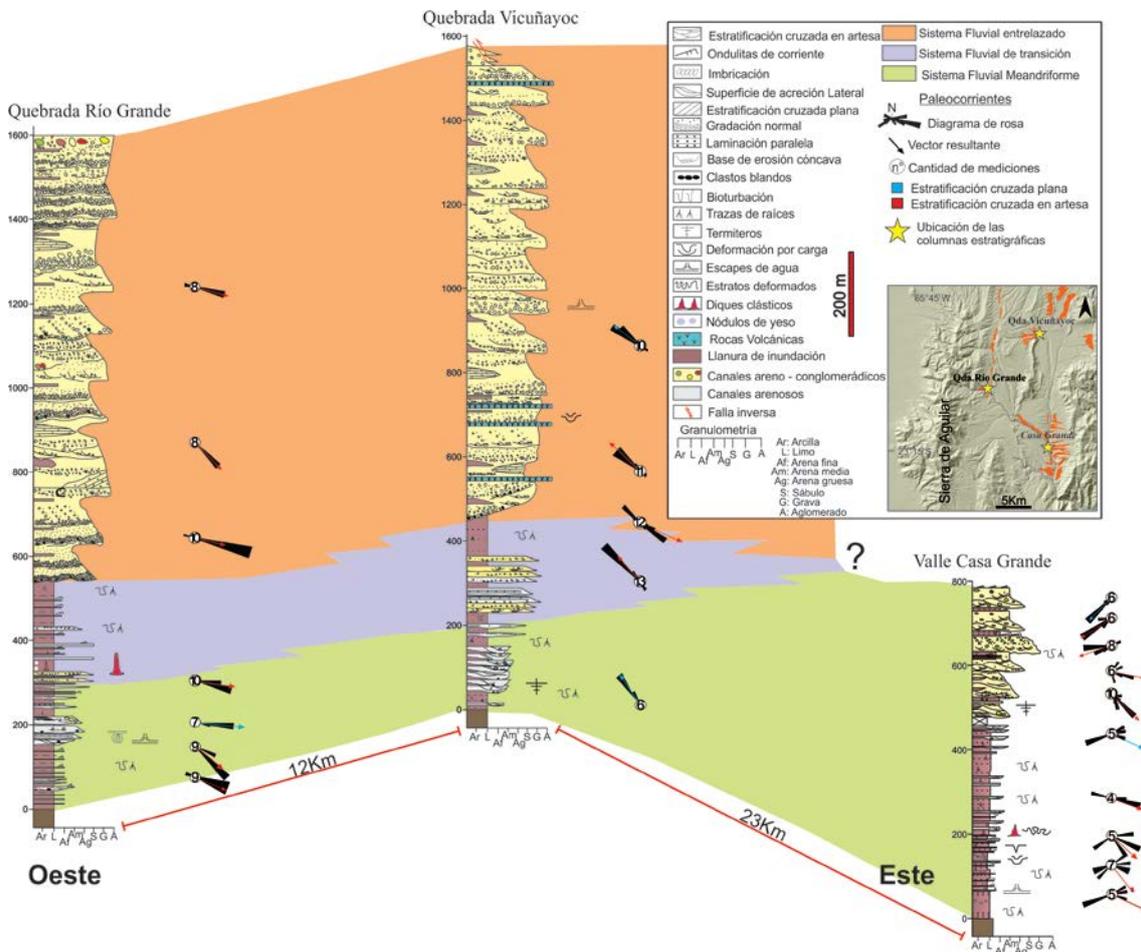


Figura 5.1. Paleocorrientes obtenidas para la sucesión Casa Grande II-Río Grande. Las paleocorrientes se indican mediante diagramas de rosa tomadas sobre estratificaciones cruzadas planar y en artesa.

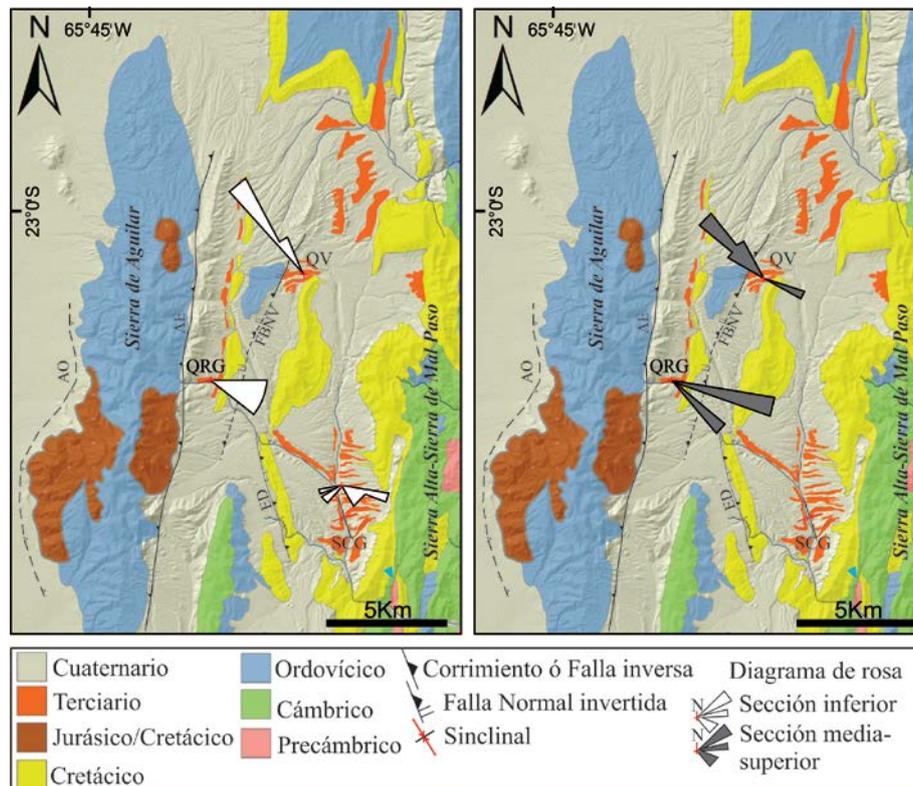


Figura 5.2. Mapa geológico simplificado del área estudio en el cual se muestran los diagramas de rosa realizados con las paleocorrientes promedio de cada sección estratigráfica y localidades tratadas. La ubicación de los diagramas coincide con la ubicación de las columnas estratigráficas estudiadas. QV: Quebrada de Vicuña. QRG: Quebrada de Río Grande. SCG: Sinclinal de Casa Grande. AO: Falla Aguilar Oeste, AE: Falla Aguilar Este. FBNV: Falla Barro Negro-Vicuñayoc. ED: Falla Espinazo del Diablo.

5.3 COMPOSICIÓN DE CLASTOS EN CONGLOMERADOS

Los conglomerados están compuestos por un total de 10 componentes litológicos reconocibles como 1) cuarzo, 2) arenisca de tipo ortocuarcita morada y gris, 3) metapelita verde y amarillo, 4) metacuarcita verde y marrón 5) caliza amarillenta comúnmente grainstone oolítico, 6) volcanita con minerales de plagioclasa y matriz verdosa generalmente silicificada, 7) arenisca mediana rojiza, 8) granito, 9) arenisca blanca, 10) arenisca calcárea (Fig. 5.3).

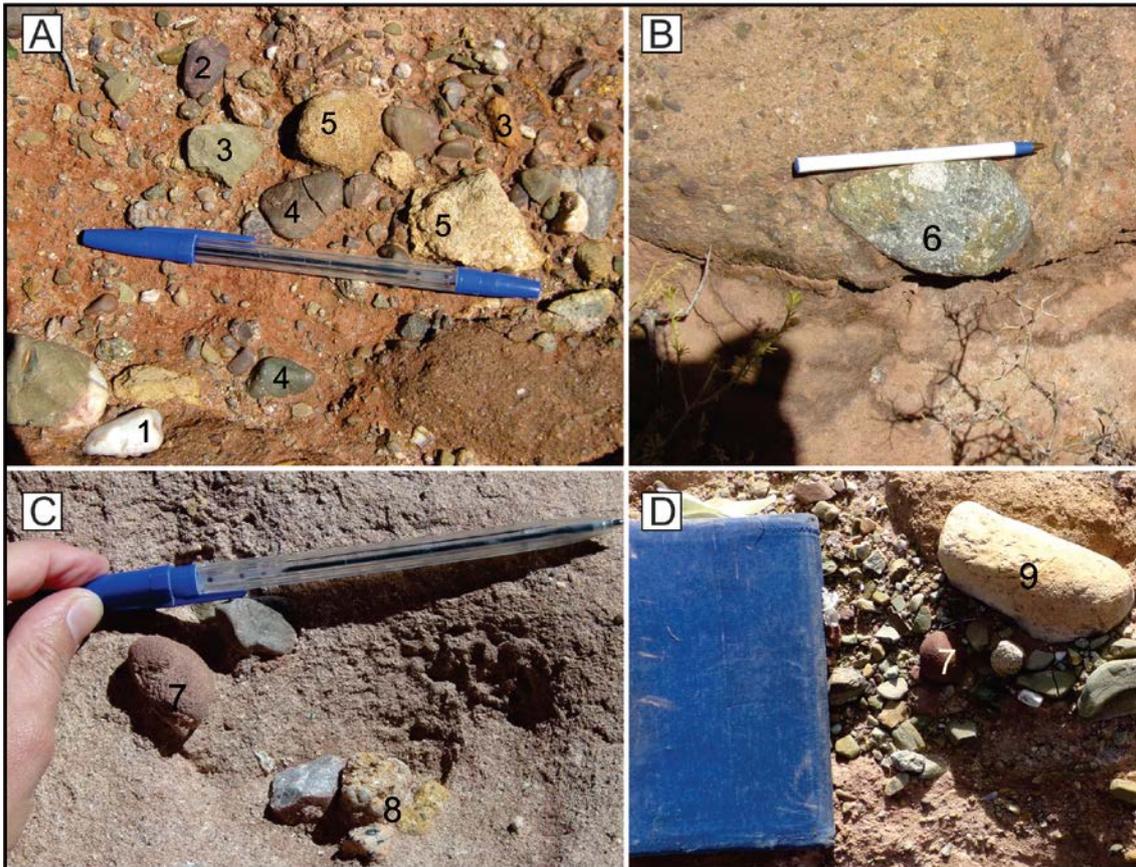


Figura 5.3. Componentes líticos en conglomerados. A) 1. Cuarzo 2. Ortocuarcita morada 3. Metapelita verde y amarilla 4. Metacuarcita verde y marrón 5. Caliza oolítica B) 6. Volcanita con fenocristales de plagioclasa típica de Faja Eruptiva Oriental de la Puna. C) 7. Guijas de arenisca rojiza 8. Granito rosado con turmalina. D) 9. Guijas de arenisca blanca 7. Guijas de arenisca rojiza.

En la sección inferior del intervalo estudiado (Fig. 5.1), se identificaron 8 tipologías (Apéndice: Tabla F) de las cuales el 44% está integrado por metapelitas y metacuarcitas, el 17% corresponde a fragmentos de cuarzo, el 14% está integrado por calizas y el 10% corresponde a ortocuarcitas. Las litologías que participan con porcentajes relativos inferiores al 10% son volcanitas verdes 7%, areniscas rojas 5% y sólo el 3% corresponde a granitos (Apéndice: Tabla H; Fig. 5.4).

En la sección media-superior (Fig. 5.4) se identificaron la totalidad de las tipologías. Los componentes metapelita-metacuarcita también dominan la sección media-superior con el 42%. Se observa un incremento relativo en la participación de algunas litologías, sobre todo volcanitas (16%), ortocuarcitas (12%) y areniscas rojas (8%). Otros componentes se ven disminuidos, tales como el cuarzo (10%), calizas (8%) y granito (<1%). Adicionalmente, nuevas litologías de guijas sedimentarias fueron identificadas, como areniscas blancas 3% y areniscas calcáreas 1% (Apéndice: Tabla H; Fig. 5.4).

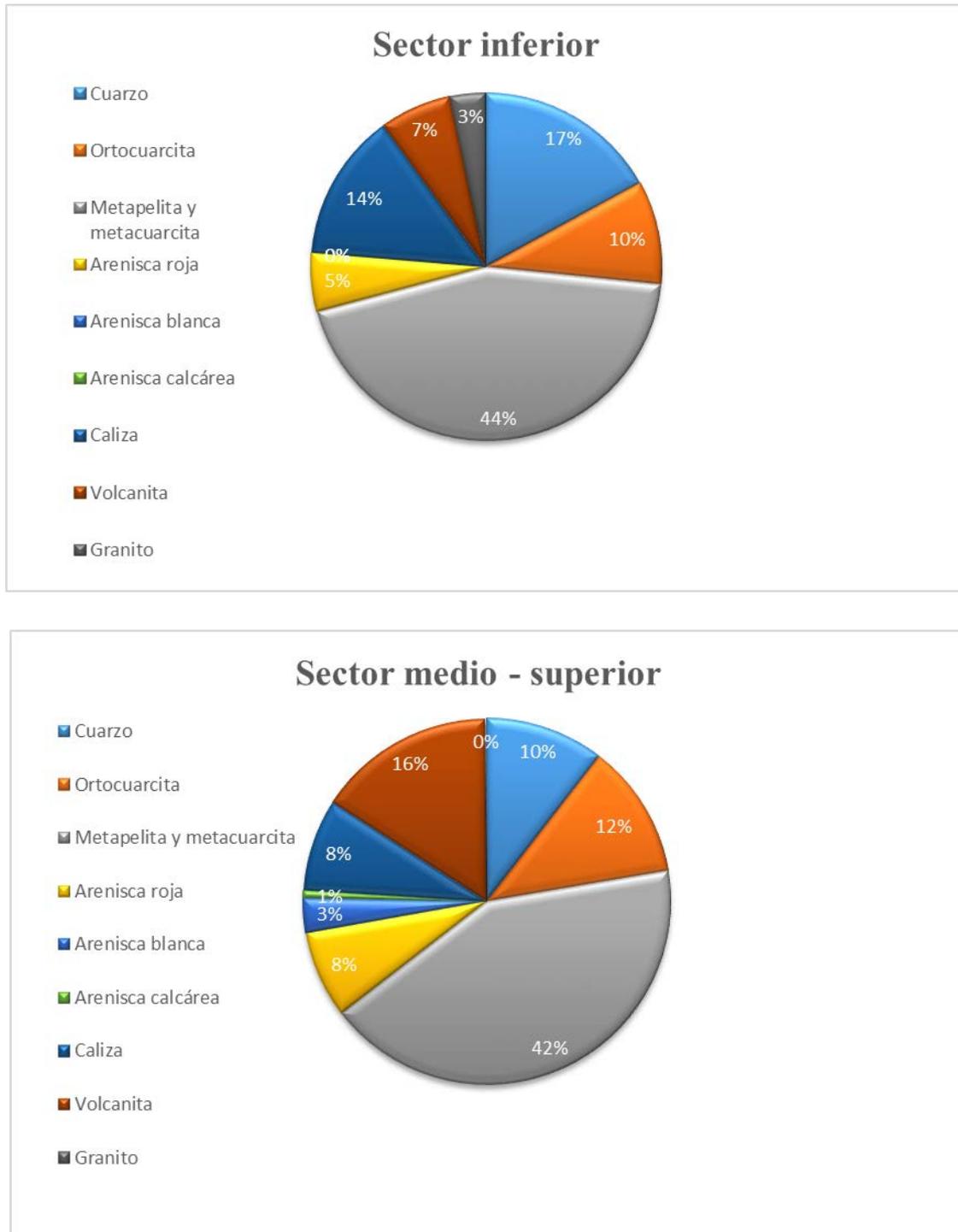


Figura. 5.4. Porcentajes relativos de la composición de clastos en conglomerados en el sector inferior y sector medio-superior basado en los porcentajes calculados de las Tablas H e I del Apéndice. Obsérvese en el gráfico correspondiente al sector medio-superior el porcentaje de granito es $\leq 1\%$ por lo tanto, equivale a un 0%.

5.4 COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PSÁMITICA

A partir de los componentes identificados y contabilizados en el conteo modal de las areniscas medianas (Apéndice: Tablas A, B, C, D y E; Figs. 3.5 y 3.6) se infieren 4 fuentes principales.

- *Origen plutónico:* cuarzo monocristalino con extinción recta, cuarzo policristalino de grano grueso equidimensional, feldespato potásico y pertitas, fragmento de minerales asociados: cuarzo-feldespato.
- *Origen metamórfico:* cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, cuarzo policristalino foliado, cuarzo policristalino de grano fino, metacuarcita, filita, metapelita y diópsido.
- *Origen volcánico:* plagioclasa, cuarzo engolfado y volcanita.
- *Origen sedimentario:* arenisca, pelita, caliza, fragmentos de oolitas.

5.5 INTERPRETACIÓN DE LAS FUENTES DE APORTE

Las litologías y minerales identificados en los clastos en conglomerados, areniscas y arcillas pueden ser correlacionados según las características litológicas de las unidades estratigráficas que componen el basamento de Puna Norte Occidental y Cordillera Oriental (ver Cap. 1 Estratigrafía de la Puna y Cordillera Oriental) e inferir de esta manera las posibles fuentes que aportaron al relleno paleógeno-neógeno de la cuenca de Tres Cruces (Figs. 1.1 y 1.4).

5.5.1 Fuente a partir de rocas precámbricas-paleozoicas

El Basamento precámbrico-paleozoico inferior está integrado por la Fm. Puncoviscana y los grupos Mesón y Santa Victoria. Estas sucesiones habrían aportado en su mayoría los líticos de origen metamórfico como metapelitas, metacuarcitas y filitas, las variedades de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y policristalino de grano fino y foliados. Además, parte de los líticos de origen sedimentario como pelitas y areniscas tipo ortocuacitas moradas.

Los minerales de arcillas de origen detrítico como illita-moscovita y clorita también son atribuidos a esta fuente en base a estudios de la mineralogía de arcillas realizados sobre estas unidades (p.e. Do Campo, 1999; Do Campo et al., 2017). Según las abundancias relativas a partir de clastos gravosos, el basamento precámbrico-paleozoico inferior

constituye la fuente principal de sedimentos alcanzado más del 54% del material a lo largo de las secciones estudiadas (Fig. 5.6).

Los depósitos de la cuenca ordovícica, son los que presentan mayor distribución en la región, por lo que se considera al registro del Grupo Santa Victoria como una potencial fuente principal. Estos registros están ampliamente distribuidos al oeste de la cuenca de Tres Cruces en la Puna argentino-chilena, en la Cordillera Oriental y hacia el este, en las Sierras subandinas (Moya et al., 2012). Específicamente en la Puna Norte, aflora en las sierras de Lina, Tanque y Cobres y, al norte, en la Sierra de la Rinconada (Fig. 5.5). En el límite Puna-Cordillera Oriental, afloran en la Sierra de Cochinoca-Escaya extendiéndose hacia la Sierra de Aguilar. Dentro de la Cordillera Oriental, afloran en la Sierra Santa Victoria y Sierra Alta/Mal Paso y Sierra de Cajas (Figs. 1.1; 1.3 y 5.5).

La distribución actual de los registros del Grupo Mesón, están restringidos al ámbito de la Cordillera Oriental en las Sierra de Cajas, Sierra Alta/Mal Paso e inmediaciones de la Sierra de Aparzo (Fig. 5.5). El límite occidental de la antigua cuenca cámbrica es impreciso, se desconoce la presencia de afloramientos al oeste de la línea imaginaria que une La Quiaca-Abra Pampa-Laguna de Guayatayoc; por lo que se interpreta que el límite está dado por el frente Púnico (Sánchez y Salfity, 1999). Una distribución similar presenta los afloramientos de la Fm. Puncoviscana (Fig. 5.5).

En el área actualmente ocupada por la Puna argentino-chilena, las unidades sedimentarias y metasedimentarias del ordovícico inferior intercalan con unidades de origen volcánico. A esta fuente se atribuyen los clastos de volcanitas, granos de cuarzo monocristalino engolfados, y posiblemente parte de las plagioclasas. En la Sierra de Cobres (Fig. 5.5) se describen sills dacíticos con cristales euhedrales de plagioclasas y matriz microcristalina color gris oscuro verdoso, la matriz está reemplazada por agregados sericíticos en pasaje a biotita, junto al cuarzo recristalizado en mosaicos suturados (Seggiaro et al., 2015).

El registro volcánico paleozoico se encuentra restringido a la Faja Eruptiva Oriental de la Puna (Coira et al, 1999) al que se interpreta como vestigios de un arco magmático antiguo compuesto por cuerpos intrusivos y unidades extrusivas con características afines con los clastos de volcanitas identificadas en el intervalo de estudio.

Asimismo, en base a la distinción entre los fragmentos volcánicos identificados en el análisis petrográfico (Fig. 3.6 C y D) no se descarta la posibilidad de que volcanitas más jóvenes igualmente provenientes del área de la Puna Norte, también hayan contribuido como fuente de aporte minoritaria. Asimismo, es probable que las esmectitas detectadas por DRX sean producto de alteración a partir de esta fuente volcánica más joven. El aporte total de esta fuente es de 7% para la sección inferior y de 16% en el sector medio- superior (Fig. 5.6).

5.5.2 Fuente a partir de rocas sedimentarias cretácica-paleógena

Los clastos de areniscas rojizas serían compatibles con las unidades arenosas del Subgrupo Pirgua mientras que, las areniscas calcáreas y calizas oolíticas, correlacionan con las litologías de los Subgrupos Balbuena y/o Santa Bárbara (Grupo Salta). Además de las litologías mencionadas, la presencia de caolinita entre las arcillas identificadas podría indicar aporte a partir de la Formación Maíz Gordo, ya que esta unidad presenta alto contenido relativo del mismo (Do Campo et al., 2018).

Las areniscas representan un aporte relativo del 5% para el sector inferior y un 11% en el sector medio-superior, en cuanto a las calizas representan un aporte del 14% y 8% (Fig. 5.6).

Estas unidades son exclusivamente sedimentarias y sólo afloran dentro de los límites de la Subcuenca cretácica Tres Cruces (Fig. 5.5). Actualmente afloran en fajas estrechas N-S en el área de la Puna Norte y Cordillera Oriental, formando parte de las sierras de Lina, Tanque y Cobres al oeste de la cuenca de estudio, Sierra de la Rinconada, Cochino-Escaya y Sierra de Tres Cruces al norte, en las inmediaciones de la Sierra de Aguilar, Cerro Colorado, al este en la Sierra de Alta/de Mal Paso y en área del Hornocal en las inmediaciones de la Sierra de Aparzo (Figs. 1.1, 1.3 y 5.5).

5.5.3 Fuente de rocas plutónicas ordovícicas, jurásica-cretácicas.

Los clastos de granitos, como así la mayoría del cuarzo monocristalino con extinción recta, cuarzo policristalino equidimensional de grano grueso, feldespatos, pertitas y micas podrían proceder de rocas plutónicas actualmente expuestas en el borde occidental de Puna Norte-Cordillera Oriental (Fig. 5.5). Los clastos de granito alojados en conglomerados, presentan un color rosado y tonalidades castañas por tinción con presencia de turmalina. En función de su color y composición, estos clastos presentan afinidad con los granitoides ordovícicos indiferenciados y con la granodiorita de Cobres

y el granito de Tusaquillas (Seggiaro et al., 2015) localizados en la Sierra de Tanque y de Cobres (Fig. 5.5). El aporte de esta fuente equivale al 20% en la sección inferior y al 11% en el sector medio-superior (Fig. 5.6).

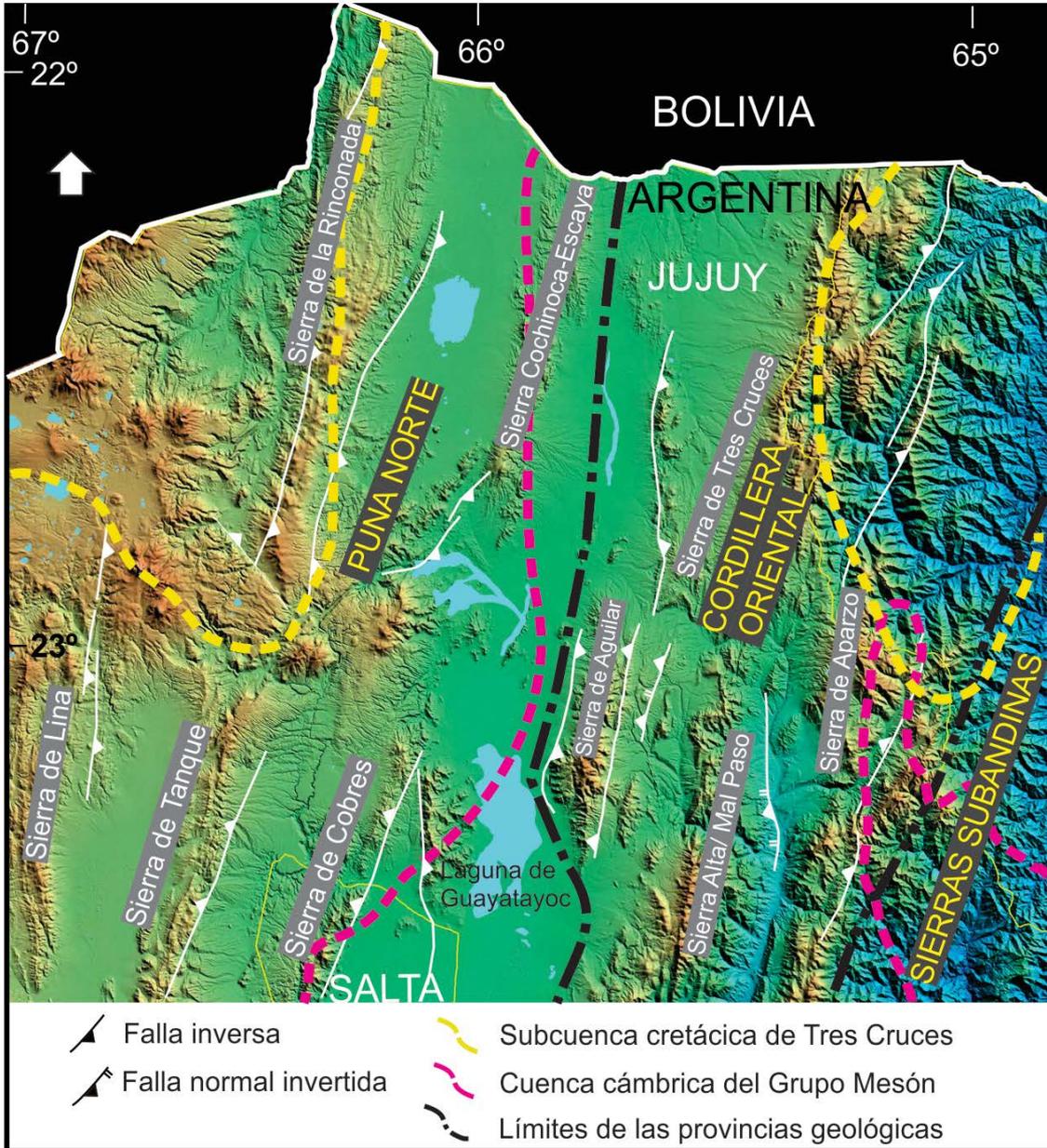


Figura. 5.5. Imagen satelital con los límites de las provincias geológicas y fallas regionales según Ramos (2017) y los límites de las cuencas cámbrica del Grupo Mesón (Sánchez y Salfity, 1999) y cretácica de la Subcuenca de Tres Cruces (Salfity y Marquillas, 1999; Ramos, 2017; Monaldi et al., 2008). Los registros sedimentarios de la cuenca ordovícica abarcan toda la imagen satelital, dejando afuera de la imagen el trazo de sus límites.

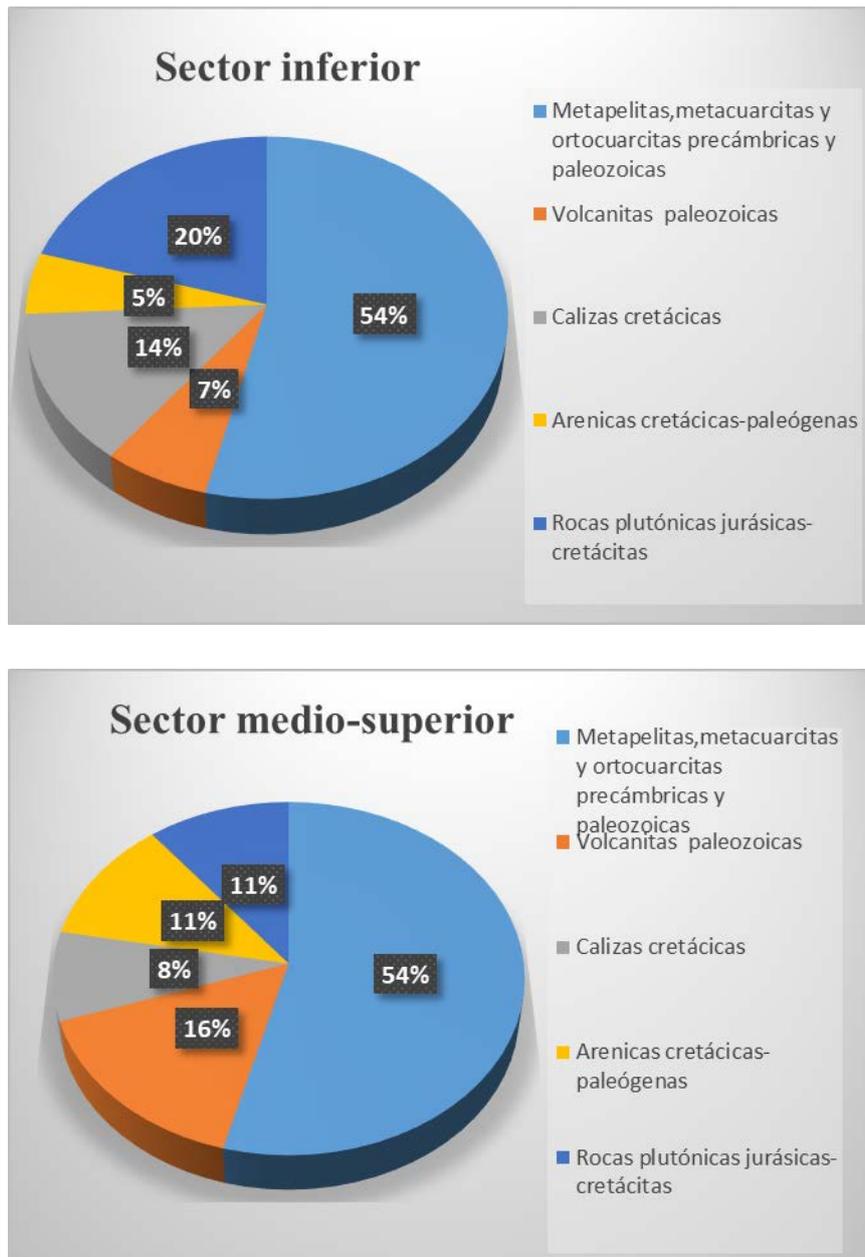


Figura. 5.6. Porcentajes relativos de las fuentes de proveniencia en base a la composición de clastos en conglomerados en el intervalo estratigráfico de estudio. Basado en los porcentajes recalculados de la Tabla I del Apéndice.

5.6 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN ARENISCAS

La composición modal obtenida para las areniscas del intervalo estratigráfico de estudio fue volcada en los diagramas de procedencia de Dickinson et al. (1983). Ambos diagramas (Fig. 5.7) indican que todas las muestras analizadas presentan procedencia desde un orógeno reciclado. Sin embargo, se observan distintos agrupamientos de las muestras correspondientes al sector inferior e intermedio-superior (QmFLt; Fig. 5.7). Las areniscas de la sección inferior son afines con un orógeno reciclado cuarzoso. Composicionalmente presentan valores relativos moderados a altos de cuarzo

monocristalino, moderados a bajos en la participación de feldespatos y bajos en la participación de líticos. Las areniscas del sector medio-superior son compatibles con una procedencia de orógeno reciclado transicional entre reciclados cuarzosos y reciclados finales líticos. Esta tendencia se debe a un aumento relativo en la participación de fragmentos líticos, mayormente sedimentarios y metamórficos de bajo grado. Dentro de los modelos de procedencia que exponen Dickinson et al. (1983) para los orógenos reciclados las muestras de las secciones de estudio presentan fuentes compatibles con cuencas de antepaís deformadas (*Foreland Uplift Provenance*).

Con el objetivo de incrementar la resolución y enfatizar el reciclado de sedimentos en cuencas de antepaís, se reinterpreta el diagrama QFL de Dickinson et al. (1983) según los campos primarios de Garzanti et al. (2007), (Fig. 5.8). Se propone que las areniscas del sector inferior están compuestas por el reciclado de detritos derivados de orógenos antiguos que han sufrido cambios en la composición a causa de la meteorización química y diagénesis. Estos procesos dan como resultado, un enriquecimiento en cuarzo, hasta incluso obtener una composición similar a detritos derivados de fuentes anorogénicas (bloque continental). Por lo tanto, estas arenas serían derivadas y modificadas a partir de múltiples reciclados que implican típicamente ciclos previos de deformación y exhumación (Dickinson y Suczek, 1979; Garzanti et al., 2007).

En cambio, para las litoarenitas feldespáticas y litoarenitas del sector medio-superior se interpreta que la procedencia primaria es a partir de cuña orogénica clástica (Garzanti et al., 2007). Las areniscas del sector medio son recicladas mayormente a partir de sedimentitas finas y metasedimentitas con un aporte subordinado de líticos volcánicos silicificados. En cambio, para las areniscas del sector superior, además de estas fuentes de aporte se observan fuentes nuevas, principalmente sedimentarias, ricas en areniscas y calizas. Asimismo, la incorporación de fragmentos plutónicos y volcanitas (Figs. 3.5 F y 3.6 D), se entienden como nuevas unidades de aporte y por consiguiente detritos reciclados de primer ciclo. Esto indicaría cambios en las fuentes de aporte que quedarían comprendidos dentro del campo primario de cuña clástica como detritos reciclados de segundo y primer ciclo (Garzanti et al., 2007).

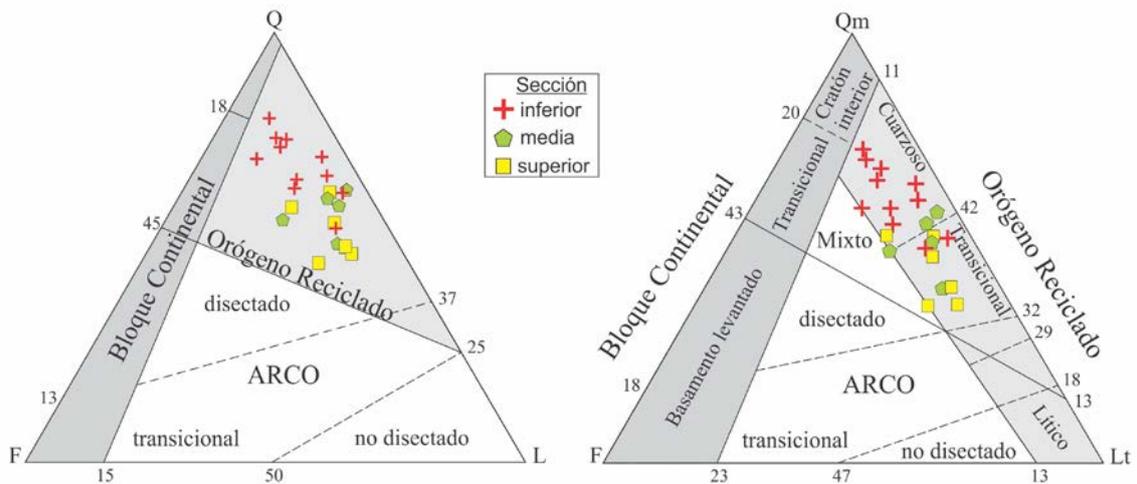


Figura 5.7. Diagramas ternarios QFL y QmFLt propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y modificados por Dickinson (1983). Relacionan la composición de las areniscas con diferentes tipos de áreas de aporte.

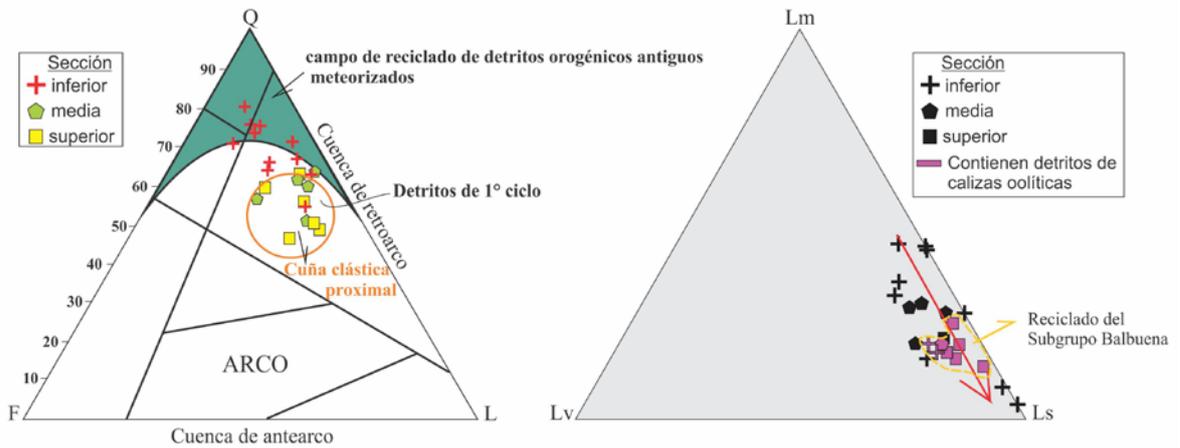


Figura 5.8. Diagramas ternarios QFL propuestos por Dickinson (1983) y modificados por Garzanti et al. (2007). Relacionan la composición de las areniscas con diferentes áreas de procedencia orogénicas primarias. El diagrama LmLvLs muestra la tendencia hacia un enriquecimiento en líticos sedimentarios y el inicio del reciclado de detritos de primer ciclo a partir de la erosión del Subgrupo Balbuena (Grupo Salta).

Código de muestra	Q	F	L	Lm	Lv	Ls	Qm	F	Lt
<u>inferior</u>									
2.15	80%	11%	9%	37%	0%	63%	73%	11%	16%
18.15	75%	10%	15%	27%	0%	73%	68%	10%	22%
20.15	74%	12%	14%	44%	0%	56%	66%	12%	22%
26.15	66%	13%	22%	45%	6%	49%	59%	13%	28%
27.15	64%	14%	22%	35%	10%	54%	55%	14%	31%
31.16	54%	10%	35%	8%	1%	91%	50%	10%	40%
34.16	67%	6%	27%	16%	9%	74%	61%	6%	33%
35.16	63%	5%	32%	19%	12%	69%	52%	5%	43%
41.16	76%	12%	12%	4%	0%	96%	70%	12%	18%
42.16	71%	18%	11%	32%	13%	55%	59%	18%	22%
81.18	71%	5%	24%	15%	14%	71%	65%	5%	30%
<u>medio</u>	69%	11%	20%	26%	6%	68%	62%	11%	28%
83.18	60%	7%	33%	19%	15%	66%	56%	7%	37%
86.18	61%	8%	30%	29%	11%	60%	51%	8%	40%
90.18	64%	4%	33%	27%	4%	69%	59%	4%	38%
44.16	57%	20%	23%	30%	8%	62%	50%	20%	30%
647.	51%	12%	37%	19%	9%	72%	41%	12%	48%
<u>superior</u>	58%	10%	31%	25%	10%	65%	51%	10%	39%
48.16	50%	11%	39%	17%	9%	74%	36%	11%	53%
50.16	56%	10%	34%	14%	3%	84%	48%	10%	42%
51.16	49%	10%	41%	21%	7%	72%	41%	10%	50%
68.18	59%	17%	24%	16%	8%	77%	53%	17%	30%
71.18	47%	18%	36%	24%	4%	72%	37%	18%	46%
89.18	63%	7%	30%	19%	5%	76%	53%	7%	40%
	54%	12%	34%	18%	6%	76%	45%	12%	43%

Tabla 5.1. Abundancia porcentual recalculada según Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1983) para las muestras de areniscas analizadas en diferentes secciones de estudio a partir de las Tablas C y E del Apéndice. Q: Cuarzo total, F: Feldespato total, L: Total fragmentos líticos inestables (S+M+I). Ls: Líticos sedimentarios, Lm: Líticos metamórficos + cuarzo foliado, Lv: Líticos volcánicos. Qm: cuarzo monocristalino, F: Feldespato total, Lt: Total fragmentos líticos policristalinos.

5.7 INTERPRETACIÓN DE LAS ÁREAS DE PROCEDENCIA

En base a los análisis de paleocorrientes, de clastos en conglomerados y de areniscas se interpreta la existencia de dos áreas de aporte, una de carácter extracuenal y otra de intracuenca, ambas ubicadas al oeste, noroeste y del sector central de la actual cuenca de Tres Cruces (Fig. 5.5). El área de aporte extracuenal habría estado conformada por basamentos positivos de orógenos antiguos caracterizados por material cuarzoso derivados a partir de múltiples reciclados, los cuales habrían sido la fuente principal de los depósitos de la sección inferior (Fig. 5.1, base de la Fm. Casa Grande II). La tendencia hacia el incremento en la cantidad relativa de líticos inestables y el aumento en el tamaño de grano en las unidades superiores de la sección inferior y sección media

(Figs. 5.7 y 5.8), refleja una proximidad en las áreas de aporte relacionada con la progresión en el avance de la cuña clástica orogénica hacia el este. El conjunto de litologías tales como: metasedimentitas y sedimentitas finas, volcanitas silicificadas y granitoides, indicarían como fuente principal de segundo ciclo al basamento ordovícico. El mismo está integrado por la Fm. Santa Victoria, caracterizada por sedimentos marinos de plataforma, y la Faja Eruptiva Oriental de la Puna (Coira et al, 1999) interpretada como vestigios de un arco magmático antiguo compuesto por cuerpos intrusivos y unidades extrusivas (Moya et al., 2012).

A partir del incremento relativo en la participación de líticas inestables sedimentarios, sobre todo de areniscas y calizas acumuladas en las secciones medio-superior (Fig. 5.8), se detecta una nueva fuente de aporte a partir del inicio del destechado del Grupo Salta (Fig.5.8) y por consiguiente el inicio de aportes de carácter proximal e intracuenal (Fig. 5.5).

CAPÍTULO 6

Termocronología de las Rocas de Basamento de la Cordillera Oriental



Harold Fisk, 1944

6 Termocronología de las Rocas de Basamento de la Cordillera Oriental

6.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan un total de 27 edades de enfriamiento obtenidas a partir de trazas de fisión en apatitas y (U-Th-Sm)/He en apatitas y circones. Las muestras pertenecen al basamento de la Cordillera Oriental a los 23°S (Fig 6.1). Los detalles de cada muestra se encuentran en la Tabla 6.1; los parámetros termocronológicos medidos se expresan en las Tablas 6.2, 6.3 y J del Apéndice. A continuación, se describen e interpretan los modelos adquiridos para cada localidad de estudio.

Sierra	Muestra	litología	Formación	Latitud-S	Longitud-O	Altitud	Método
						(msnm)	
Aguilar	*G2A	Granito	Aguilar	23°12'20,9''	65°43'14,3''	4380	ZHe
	SV651	Arenisca	Santa Victoria	23°13'4,0''	65°43'26,9''	4771	AFT
Alta-Mal Paso	P1A	Arenisca	Puncoviscana	23°11'34,7''	65°25'22''	3339	AFT-AHe
	P2A	Arenisca	Puncoviscana	23°11'34,2''	65°25'22''	3343	AFT
	P4A	Arenisca	Puncoviscana	23°10'07,6''	65°26'32''	3453	AFT
	SV1A	Arenisca	Santa Victoria	23°10'22,8''	65°27'50''	3747	AFT-AHe
	Pg1B	Arenisca	Pirgua	23°02'09,9''	65°26'22''	3675	AFT-AHe
	GF2	Granito	Fundición	23°22'44''	65°26'52''	3700	ZHe
Aparzo	AP01	Arenisca	Puncoviscana	23°10'30,8''	65°9'32,2''	3662	AFT
	AP02	Arenisca	Puncoviscana	23°10'39,9''	65°10'32''	3866	AFT
	AP03	Arenisca	Puncoviscana	23°10'47,3''	65°10'44,8''	4015	AFT
	AP04	Arenisca	Puncoviscana	23°10'57,2''	65°11'29''	4205	AFT

Tabla 6.1. Detalles de cada muestra de estudio y método termocronológico empleado en cada una.
*Muestra perteneciente a la colección de Deeken Anke (Universidad de Potsdam).

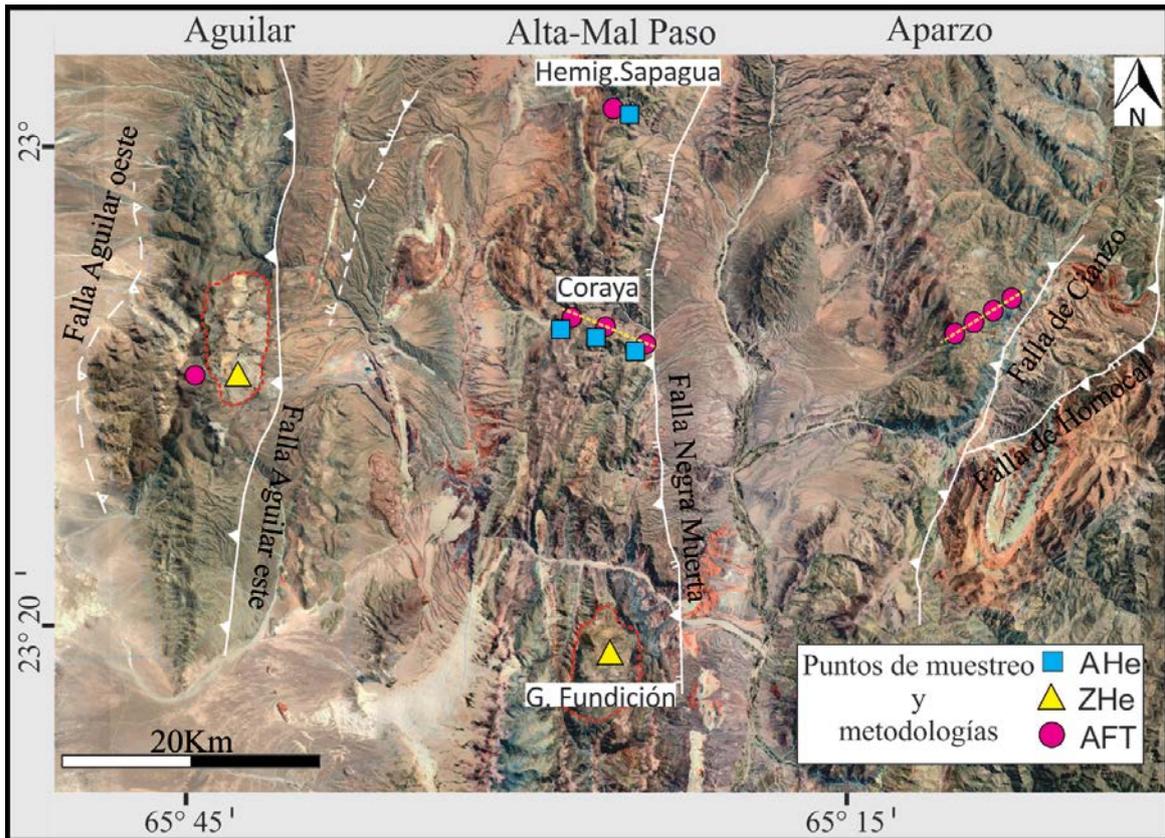


Figura 6.1. Imagen satelital Google Earth de la Cordillera Oriental a los 23°S. Obsérvese los puntos de muestreo en cada sierra de estudio y las fallas principales del área (para más detalle ver mapa geológico 1.3).

6.2 RESULTADOS

6.2.1 Resultados de (U-Th-Sm/He)

Muestra	Alicuota	Mineral	Edad Ma	$\pm 1\sigma$ Ma	U ppm	Th ppm	e[U] ppm	^{147}Sm ppm	Th / ^{238}U	He nmol/g	Ft	ESR μm
G2A	181964	Circón	18	0,2	2470,9	1420,7	2804,7	2,8	0,6	192,2	0,7	40
	181965	Circón	17,1	0,3	3648,3	2255,4	4178,3	3,9	0,6	250,8	0,65	34
P1A	171370	Apatita	9,6	1	12,8	25,6	18,8	32,5	2,1	0,5	0,51	30
	171371	Apatita	8,3	1	11,6	64,2	26,6	11,4	5,7	0,7	0,57	34
	171430	Apatita	9,9	0,7	24,6	21,3	29,6	17,5	0,9	1	0,61	38
Pg1B	171435	Apatita	9,4	0,4	13,2	32,4	20,8	28,8	2,5	0,7	0,66	44
	171436	Apatita	11,3	0,3	18,3	60,9	32,6	37,9	3,4	1,4	0,72	53
SV1A	171437	Apatita	8,6	1	7,4	49	18,9	13,7	6,9	0,5	0,52	31
	171438	Apatita	8,6	0,5	29,1	56,7	42,4	20,7	2	1,2	0,59	36
	171439	Apatita	7,7	2,2	3,8	38,4	12,8	19,1	10,6	0,3	0,48	29
GF2	181966	Circón	146,5	1,7	276,5	191,6	321,5	0,5	0,7	195	0,76	51
	181968	Circón	140,6	1,8	1007,8	447,4	1112,9	0,7	0,5	585,9	0,69	38

Tabla 6.2. Resultados de (U-Th-Sm/He) en apatitas y circones. Sólo se presentan las edades aptas para modelar.

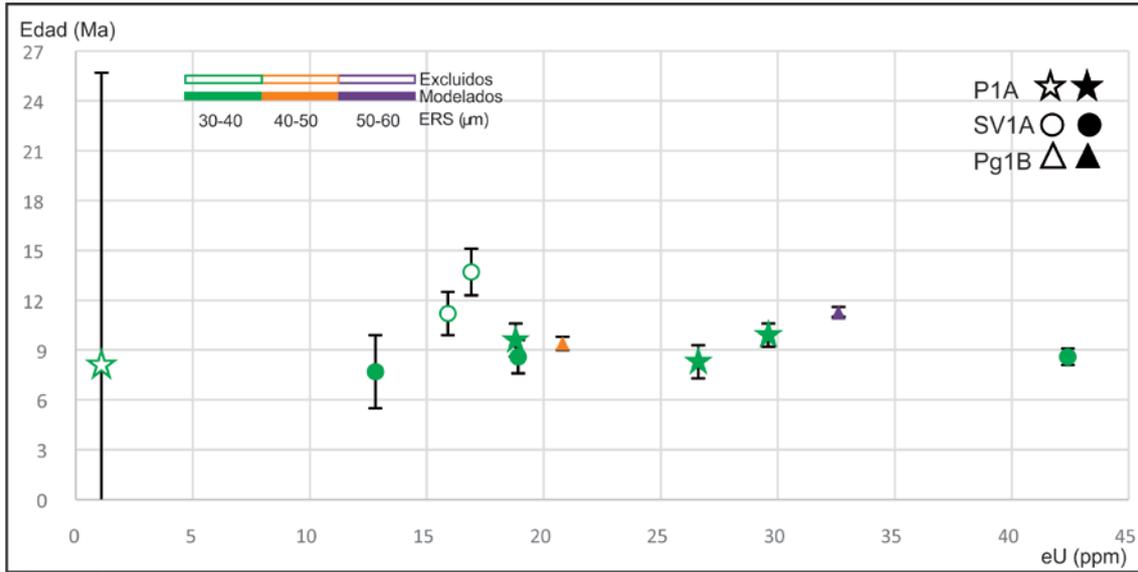


Figura 6.2. eU Versus edad AHe corregida. Las muestras graficadas pertenecen a los resultados de (U-Th-Sm/He) en apatitas de la Tabla J, Apéndice. Las muestras huecas denotan alícuotas consideradas atípicas, estas han sido excluidas de los modelados. Los colores representan el valor ESR de cada alícuota.

6.2.2 Resultados de Trazas de fisión en minerales de apatitas (AFT)

Muestra	N _x	N _s	N _i	N _d	Rhos	Rhoi	Rhod	Edad	±1σ	P(χ ²)	N _L	MTL	SD _L	Dpar	SD _D
					x10 ⁵	x10 ⁵	x10 ⁵								
SV651	37	196	1324	5000	1,932	13,048	7,592	18,5	1,8	94	1	15,15	0,1	1,47	0,1
P1A	19	38	811	8096	1,113	23,752	12,997	10,3	1,8	43	--	--	--	1,34	0,1
P2A	17	43	830	8096	0,899	17,356	12,975	11,4	1,9	85	--	--	--	1,5	0,1
P4A	20	51	1091	8096	0,869	10,591	12,932	10,3	1,6	19	--	--	--	1,43	0,1
SV1A	20	66	1096	8096	1,429	23,737	12,867	13,1	1,9	96	--	--	--	1,6	0,1
Pg1B	14	76	1076	8096	1,211	17,145	12,911	15,5	2,1	43	--	--	--	1,71	0,2
AP16001	23	43	865	8096	6,259	11,27	13,12	11,2	1,9	6	--	--	--	1,66	0,1
AP16002	15	20	573	8096	0,471	13,487	13,083	7,7	1,8	82	--	--	--	1,7	0,2
AP16003	17	21	445	8096	0,494	10,474	13,062	10,5	2,4	60	--	--	--	1,65	0,2
AP16004	17	211	790	8096	3,76	14,09	13,04	58,6	5,8	49	8	11,8	2	1,7	0,2

Tabla 6.3. Edades calculadas utilizando vidrios dosimétricos IRMM 540 y z-calibración: $339,52 \pm 21,7$ (Lapiana Ayelén). Excepto SV651 ($330,41 \pm 20,1$; Bordese Sofía). Las edades reportadas son pooled age. N: número de granos medidos; N_s: número total de trazas de fisión espontáneas; N_i y N_d: número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; Rhos: densidad de trazas espontáneas (x 10⁵ cm⁻²) medidas en cristales de apatitas; Rhoi y Rhod: densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente (x 10⁶ cm⁻²) en el detector externo (g=0.5); P(χ²): probabilidad Chi-Squared, una probabilidad >5% es indicativa de una población homogénea. Cuantificación de parámetros cinéticos: N_L: número de trazas confinadas medidas; y MTL: longitud de traza confinada; SD_L: desviación standard de las trazas confinadas por muestra; Dpar: número de dimensiones de etch pit medidas; SDD: promedio de DPar por muestra.

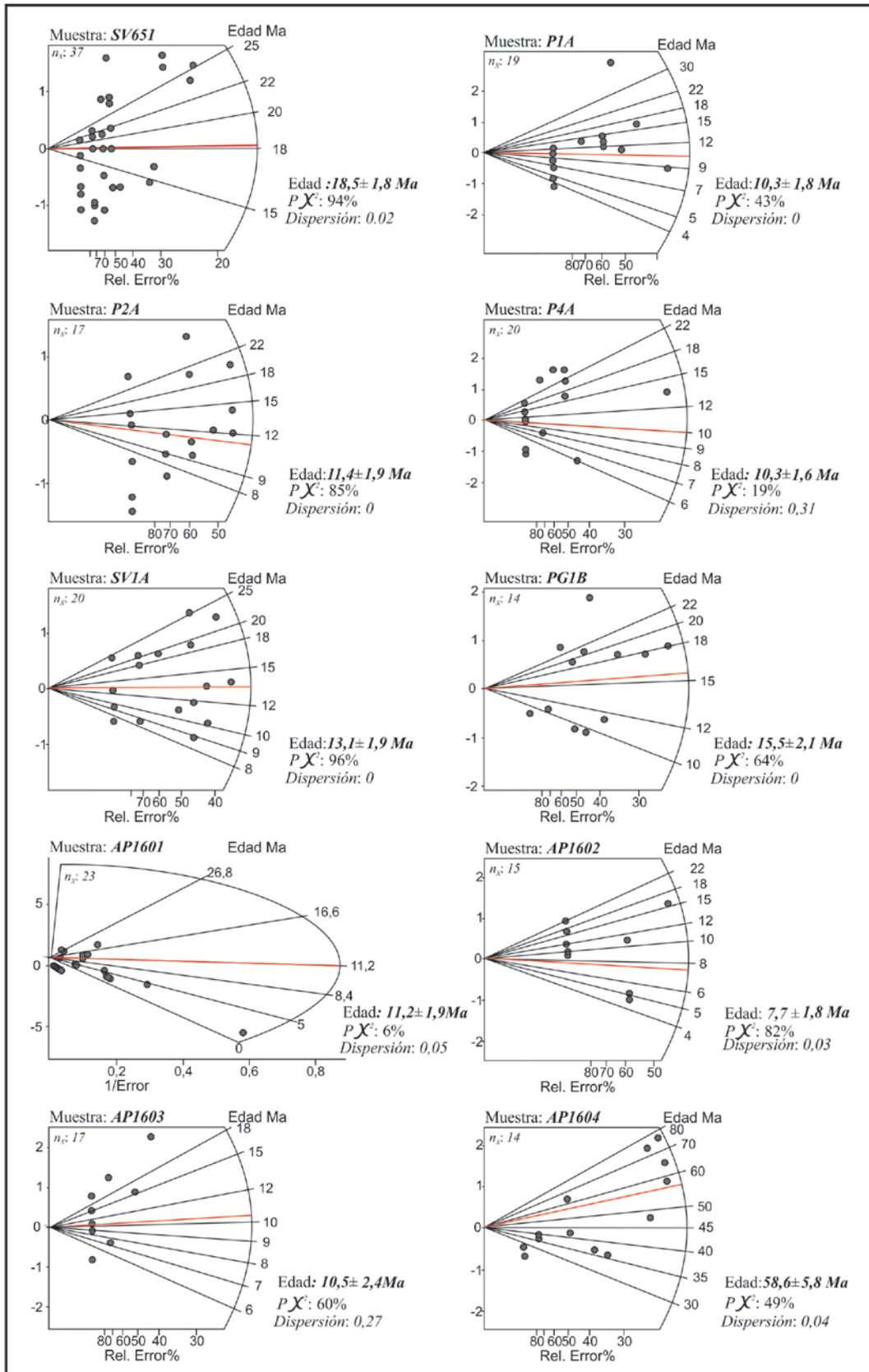


Figura 6.3. Gráficas de Distribución radial de edad por grano obtenidas en cada muestra. Para todas las muestras que han pasado la prueba $P(\chi^2) > 5\%$, se informa la edad pooled age. Los resultados fueron calculados con el software Trakkey, a excepción de la muestra AP1601 que se calculó con el software QTQt.

6.2.3 Sierra de Aguilar

Las muestras G2A y SV651 se encuentran separadas a una distancia vertical de 390 metros sobre un perfil de elevación ubicado en el bloque alto de la falla Aguilar este (Fig.6.1; tabla 6.1).

La muestra G2A, tomada sobre el granito de Aguilar (Fig.6.1), presenta dos edades de enfriamiento ZHe reproducibles (alícuota: 1819/64-65) de $17,1\pm 0,3$ Ma y $18\pm 0,2$ Ma (Tabla 2; Fig. 6.2). Al tope de la transecta se encuentra la muestra SV651 muestreada sobre los depósitos inferiores de la Fm Santa Victoria (Fig. 6.1), cuya edad de enfriamiento AFT es de $18,5\pm 1,8$ Ma (Fig. 6.3). Sólo una traza confinada pudo ser medida arrojando una longitud de $15,9$ μm . Los Valores de Dpar poseen poca variabilidad con un promedio de $1,47\pm 0,16$ μm indicando que todos los granos presentan la misma composición química y por lo tanto las mismas propiedades cinemáticas (Tabla 6.3).

El modelo (Fig. 6.4) se realizó teniendo en cuenta la edad AFT (SV651), los Dpar correspondientes a los granos fechados, las dos edades ZHe (G2A: 181964 y 181965), las elevaciones de cada muestra en el perfil y restricciones de inicio y final.

Las restricciones de edad y temperatura para G2A corresponden a la edad de cristalización del granito de Aguilar de 150 Ma (Insel et al., 2012) y a la temperatura de emplazamiento 750 ± 50 °C (Omarini et al., 2013). La muestra SV651 fue afectada por la aureola de contacto del granito, por lo tanto, se asume una edad de inicio a los 150 Ma a 250 ± 50 °C (Sureda, 1990). La restricción final del modelo corresponde a 0 Ma y 15 ± 5 °C.

El modelo sugiere que la Sierra de Aguilar experimentó un enfriamiento rápido entre los 20 y 16 Ma. A partir de los 16 Ma, continuó enfriándose de manera lenta. El modelo reproduce satisfactoriamente las edades AFT y ZHe obtenidas.

Luego de obtener el modelo Edad vs. Elevación (Fig. 6.4), se añadió la muestra GA (Deeken et al., 2005). La edad de enfriamiento es de $16,6\pm 1,2$ Ma y fue tomada sobre la base del granito de Aguilar a los 4050 m. Al compararla con la edad obtenida aquí, se observa una buena correlación de las edades AFT vs. la altitud. Asimismo, es posible realizar un cálculo de la tasa de exhumación aparente. La Sierra de Aguilar presenta una tasa de exhumación de 0,48 mm/año.

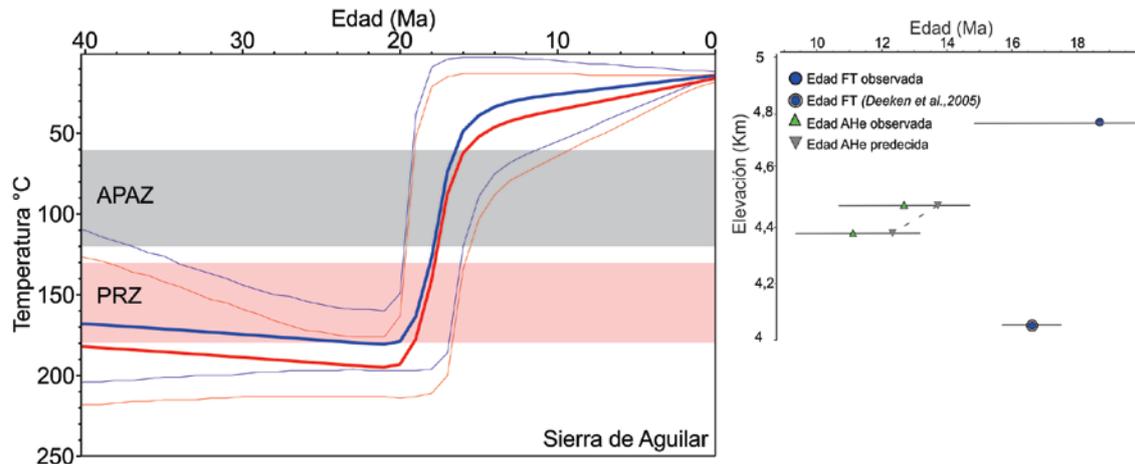


Figura 6.4. Modelo inverso multimuestra para la Sierra de Aguilar. El tiempo de enfriamiento se estima utilizando el historial térmico de la curva azul que corresponde a la muestra fría, mientras que la curva roja representa la muestra caliente, ambas curvas presentan sus intervalos de confianza del 95%. Se presenta gráfico de Edad vs. Elevación del perfil. Se añadió la muestra AFT (Deeken et al., 2005). Ambos gráficos fueron obtenidos con el software QTQt.

6.2.4 Sierra Alta/Mal Paso

6.2.4.1 Sierra de Coraya

El perfil Coraya se ubica en el bloque alto de la falla Negra Muerta (Fig. 6.1). Presenta 408 metros de diferencia altimétrica e involucra basamento Precámbrico-Ordovícico (Fm. Puncoviscana: P; Santa Victoria: SV).

Incluye 4 edades de AFT (P1A, P2A, P4A, SV1A; Tabla 6.1, 6.3 y Fig. 6.3) y 9 edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (P1A, SV1A; Tabla J del Apéndice; Tablas: 6.1 y 6.2 y Fig. 6.2).

En todas las muestras del perfil, las edades AFT de cada cristal pertenecen a una población unimodal (test $\chi^2 > 5$; Tabla 6.3 y Fig. 6.3). La baja densidad de trazas de fisión no permitió que las trazas confinadas sean reveladas. Desafortunadamente, ninguna de las muestras presenta longitudes medidas. Los Dpar promedio se encuentran entre 1,3 y 1,6 μm (Tabla 6.3). Para la elección de las edades por grano, se siguieron los criterios expuestos en el capítulo 2.

El modelo térmico multimuestra cuenta con cuatro edades AFT (P1, P2, P4 y SV1A), los Dpar medidos en cada grano fechado y 6 edades AHe (P1 y SV1A). Además de la altitud de cada muestra (Tabla 6.1) y restricciones de edad y temperaturas a partir de la información geológica local y regional.

Para las muestras pertenecientes a la Fm. Puncoviscana, la restricción de inicio corresponde al evento metamórfico datado a los 550-450 Ma (Ramos, 2008) y se le asigna una temperatura de $250\pm 50^{\circ}\text{C}$ que reproduce el bajo grado del evento metamórfico. Para la muestra SV1A la edad de inicio es la edad estratigráfica (Ordovícico Inferior) pero la temperatura no corresponde con la del ambiente de depositación, sino a la máxima temperatura de enterramiento obtenida con el índice de alteración de conodontes (CAI 3: $110\text{-}200^{\circ}\text{C}$; Voldman et al., 2013). De esta manera, el modelo multimuestra comienza con temperaturas que restablecen (*reset*) ambos termocronómetros. La restricción final equivale al presente (0 Ma) y a la temperatura ambiente anual de $15\pm 5^{\circ}\text{C}$. El algoritmo MCMC se ejecutó para un mínimo de 100.000 iteraciones.

El modelo inverso indica que entre el Cretácico Inferior (140Ma) y el Mioceno medio (13 Ma) sólo la muestra fría residió entre los 120 y 110°C , mientras que la muestra caliente se encontraba por debajo de la zona de APAZ. Ambas muestras exhiben un evento de enfriamiento rápido entre los 12 y 9,5 Ma. (Mioceno medio-tardío). El modelo reproduce satisfactoriamente las edades AFT y AHe obtenidas. La tasa de exhumación aparente inferida para el intervalo 3450-3750 m (P4A-SV1A) es de $0,1$ mm/año (Fig. 6.5 gráfico de Elevación vs. Edad).

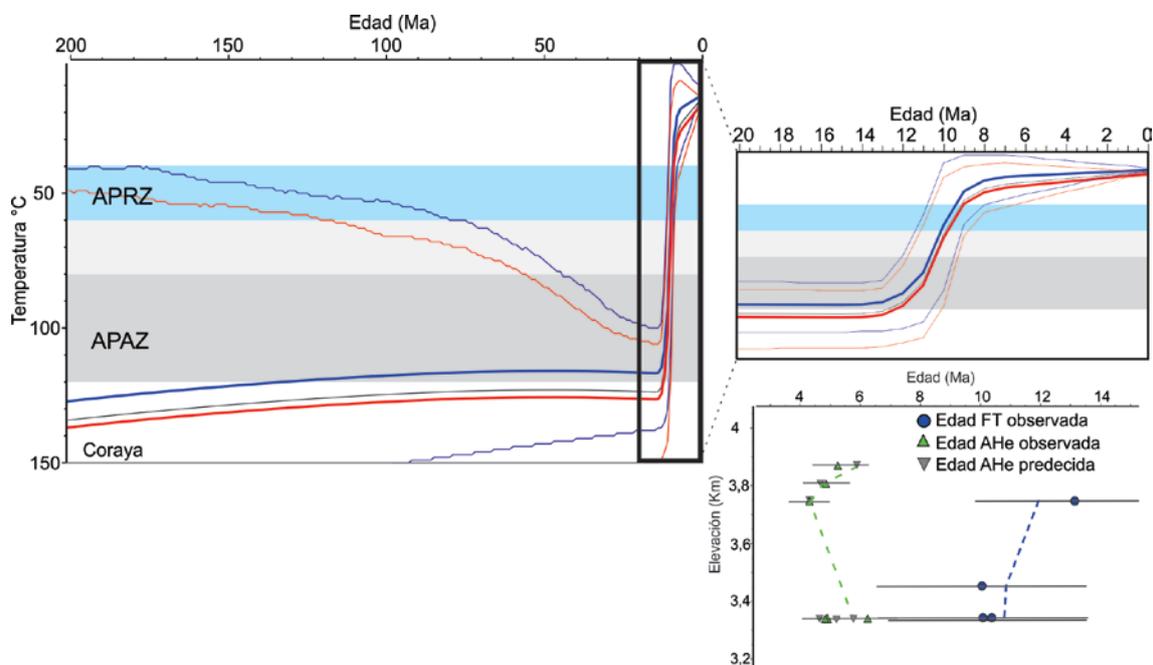


Figura 6.5. Modelo multimuestra para el perfil de Coraya. El modelo de la izquierda registra la historia termal para el perfil de Coraya entre los 200-0 Ma. El modelo de la derecha representa en detalle la historia termal entre los 20-0Ma. El tiempo de enfriamiento se estima utilizando el historial térmico de la curva azul que corresponde a la muestra fría, mientras que la curva roja representa la muestra caliente, ambas curvas presentan sus intervalos de confianza del 95%. Gráfico de Elevación vs. Edad.

6.2.4.2 Hemigraben de Sapagua

Hacia el norte del perfil de Coraya, se encuentra el hemigraben de Sapagua (Fig.6.1). Las edades de enfriamiento AFT y AHe obtenidas, provienen de una única muestra de arenisca perteneciente a la base del Subgrupo Pirgua (Pg1B, Tablas 6.1). La edad AFT es de 15,5 Ma (Tabla 6.3; Fig. 6.3) y la edad AHe es de 9 Ma (Tabla 6.2; Fig. 6.2). La fiabilidad del dato AFT está dada por el test χ^2 . No presenta trazas confinadas medidas y el Dpar promedio es de 1,8 μm . En concordancia con los resultados del perfil de Coraya la base del hemigraben de Sapagua también evidencia una edad de enfriamiento miocena siendo esta la más vieja hasta entonces obtenida para la Sierra Alta/Mal Paso.

Se probaron dos modelos (Fig. 6.6 A, B) el modelo A cuenta con una edad AFT con control de Dpar y una edad AHe (171435). Inicia a los 140 \pm 10 Ma (edad estratigráfica estimada para la base del Subgrupo Pirgua en el área de Tres Cruces) a una temperatura de 15 \pm 5 $^{\circ}\text{C}$ y finaliza a 0 Ma y 15 \pm 5 $^{\circ}\text{C}$. El modelo B cuenta además con una restricción de 100 \pm 10 $^{\circ}\text{C}$ y 40 \pm 10 Ma. La temperatura se infiere a partir de los espesores locales para el Grupo Salta y la Fm. Casa Grande I (Boll y Hernández, 1986; del Papa, comunicación personal, 2019). El espesor sedimentario total es de 2500 m y el gradiente geotérmico utilizado fue de 35 Km/ $^{\circ}\text{C}$.

El modelo registró un calentamiento continuo desde la depositación de Pg1B que alcanzó temperaturas máximas de 110-125 $^{\circ}\text{C}$, y registra un único episodio de enfriamiento entre los ~20 y 11 Ma. Si bien las edades de enfriamiento que arroja el modelo son concordantes con los perfiles de la Sierra Alta/Mal Paso, desafortunadamente ninguno de los modelos presenta un grado de confianza aceptable (Birth \neq Death) por lo tanto, no son tenidos en cuenta para las interpretaciones regionales.

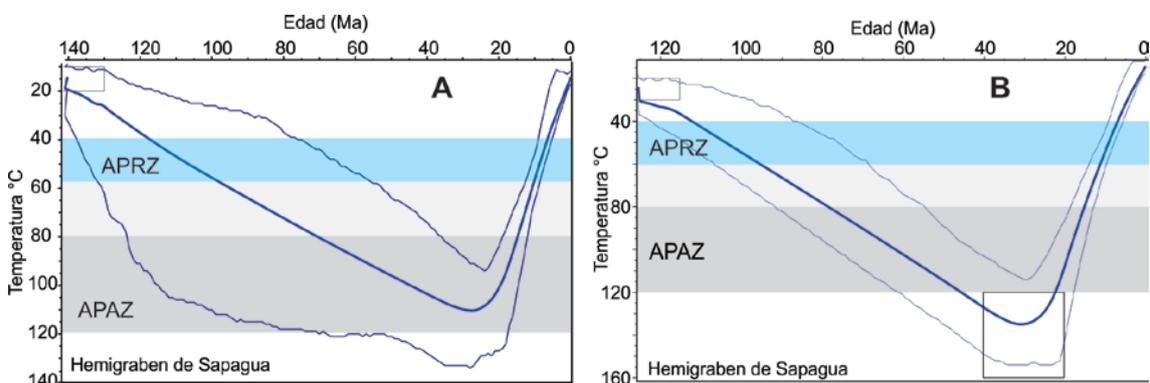


Figura 6.6. Los modelos A y B registran la historia térmica para la muestra Pg1B desde su depositación hasta los 0 Ma. Los recuadros negros muestran las restricciones aplicadas.

6.2.4.3 Granito Fundición

El granito Fundición, está ubicado al sur del perfil de Coraya (Fig. 6.1). La edad de enfriamiento ZHe obtenida es de 140-146 Ma (Tabla 6.1, 6.2).

El granito Fundición presenta un perfil de Edad AFT vs. Elevación publicado por Haschke et al. (2005) en el cual registraron un intervalo de enfriamiento entre los ~15 y 12 Ma con tasas de exhumación de 0,25 mm/año (Fig. 6.7). Adicionalmente presentan edades AHe para el stock granítico de 9 y 12 Ma. La muestra GF2 tratada aquí pertenece a la base del perfil altimétrico mencionado (Fig. 6.7).

A partir de las edades ZHe obtenidas aquí y las edades AFT y AHe (Deeken et al., 2005; Haschke et al., 2005) se puede reconstruir la historia termal para el granito Fundición a pesar de no contar con un modelo térmico reproducible.

Este stock cuenta con una edad absoluta de cristalización de 160 Ma (edad U/Pb, Insel et al., 2012) lo que sugiere que casi inmediatamente de ser emplazado alcanzó temperaturas < 200 °C a los 140 Ma. Un segundo episodio de enfriamiento tuvo lugar entre los 15 y 12 Ma. De acuerdo con las interpretaciones, para el Mioceno medio el granito Fundición residía a 2 Km de la superficie (Haschke et al., 2005; Insel et al., 2012). La similitud en las edades de enfriamiento AFT-AHe son indicio de una velocidad de enfriamiento relativamente alta (Fitzgerald et al., 2006) a partir de esto se infiere que el episodio de enfriamiento mioceno fue de carácter rápido.

Adicionalmente, el granito Fundición entre los 140 Ma y los 15 Ma no habría estado soterrado a más de 6 Km de profundidad o bien no alcanzó isothermas > 200 °C para restablecer edades de enfriamiento ZHe.

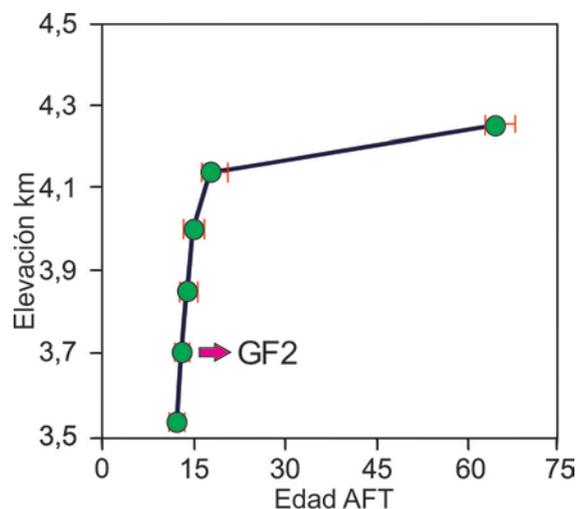


Figura 6.7. Gráfico de dispersión Edad AFT vs. Elevación. Muestras pertenecientes al perfil sobre el granito Fundición, modificado de Haschke et al., (2005). Se indica la posición de la muestra GF2 en el perfil.

6.2.5 Sierra de Aparzo

El perfil de Aparzo se ubica en el bloque alto de la falla de Cianzo e involucra sólo rocas del basamento Precámbrico-Cámbrico (Fm. Puncoviscana: P; Fig.6.1). Presenta 4 edades de AFT en una distancia vertical de 540 metros (Tablas 6.1 y 6.3; Fig. 6.3). Las muestras P1601, P1602 y P1603 presentan un test χ^2 aceptable, evidenciando una población de edades unimodal por el contrario, la muestra P1604 no alcanza un valor aceptable. La muestra P1604 es la única que presenta trazas de fisión confinadas, se midieron 17 longitudes cuyos valores oscilan entre 7 y 14 μm . Los Dpar promedio se encuentran entre 1,7 y 2 μm .

Las edades de enfriamiento AFT desde la base al tope son: P1: $11,2 \pm 2,4$; P2: $7,8 \pm 1,8$; P3: $10,4 \pm 2,6$ y P4: $58,6 \pm 5,8$ Ma. La muestra P4 se interpreta como una edad parcialmente restablecida que evidencia la máxima temperatura experimentada por estas rocas, la cual fue insuficiente para re-iniciar el sistema por completo.

El modelo cuenta con cuatro edades AFT, Dpar y 17 longitudes de trazas confinadas, además de la altura de cada muestra en el perfil. Dado que todas las muestras fueron tomadas sobre la Fm. Puncoviscana, la restricción de inicio es 550-450 Ma y 250 ± 50 °C. La restricción final es 0 Ma y 15 ± 5 °C. El algoritmo MCMC se ejecutó para 100.000 iteraciones.

El modelo indica que las muestras de la Formación Puncoviscana comenzaron a enfriarse entre los 160 y 130 Ma y para el Paleógeno habrían alcanzado una temperatura mínima de 60 °C (ver muestra fría). Posteriormente, a los ~ 40Ma, sufrió un recalentamiento de hasta 35 °C. El último evento de enfriamiento tuvo lugar entre los 13 y 6 Ma y fue de carácter rápido (Fig. 6.8). La tasa de exhumación aparente calculada entre los puntos de muestreo varía de 0,2 y 0,1 mm/año (Fig. 6.8).

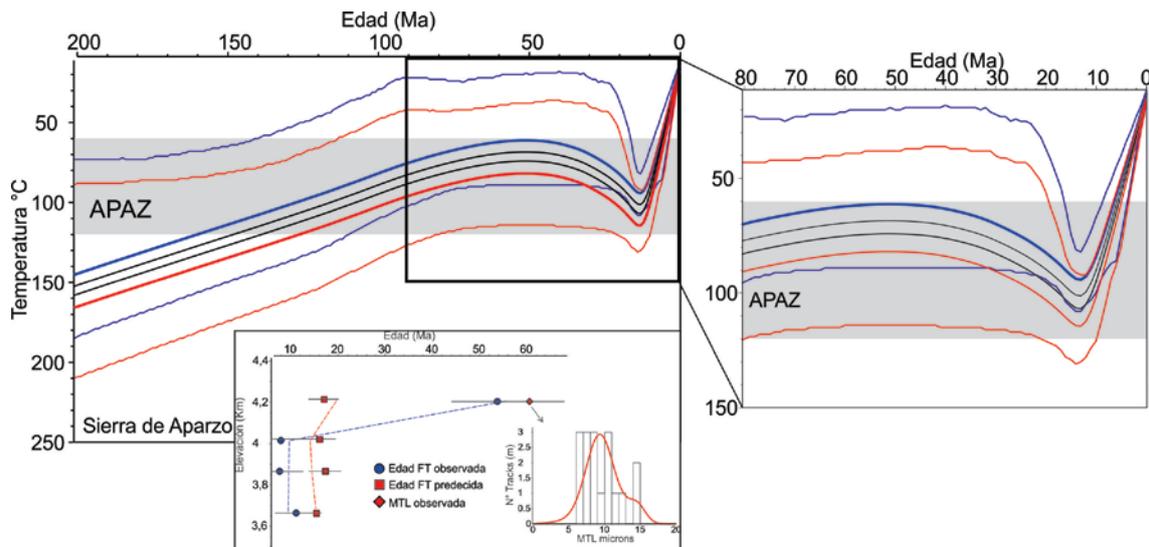


Figura 6.8. Modelo multimuestra para el perfil de Aparzo. El modelo de la izquierda registra la historia termal para las muestras del perfil, entre los 200 y 0 Ma. El modelo de la derecha, muestra en detalle la historia termal para el perfil de Aparzo entre los 80-0 Ma. El tiempo de enfriamiento se estima utilizando el historial térmico de la curva azul que corresponde a la muestra fría, mientras que la curva roja representa la muestra caliente, ambas curvas presentan sus intervalos de confianza del 95%. Obsérvese el modelo Edad AFT vs. Elevación para el perfil de Aparzo. El histograma muestra la distribución de las longitudes de trazas confinadas medidas en la muestra P1604.

6.3 DISCUSIÓN

Sobre la base de los datos termocronológicos y los modelos térmicos obtenidos aquí, en combinación con la información tectono-estratigráfica de la región, se observan dos episodios tectónicos relacionados con la fase temprana del rift cretácico y la compresión andina, en el margen Puna Norte-Cordillera Oriental a los 23°S.

Jurásico Superior-Cretácico Inferior: Magmatismo y tectónica extensional

La tectónica extensional activa durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Omarini et al., 2013) dio lugar al emplazamiento de los cuerpos ígneos Aguilar (150 Ma; Insel et al., 2012) y Fundición (160 Ma; Insel et al., 2012) en la corteza superior (12-15 Km) (Omarini et al., 2013). Inmediatamente a este episodio magmático, se infiere un evento de enfriamiento rápido ocurrido entre los 140 y 130 Ma detectado en el basamento de Sierra Alta/Mal Paso. Este evento es inferido a partir de la edad de enfriamiento ZHe del stock Fundición que indica que para los 140 Ma, el plutón residía a una profundidad < 5 Km (gradiente geotérmico 35°C/Km para el Paleozoico y Mesozoico, Insel et al., 2012). Este evento de enfriamiento también se lo observa en la historia térmica del perfil Coraya a los 130 Ma, aunque esta interpretación es menos robusta. El período de enfriamiento cretácico se atribuye a la fase temprana del rift del Grupo Salta. La

extensión horizontal fue compensada por fallamientos normales de rumbo N-S como la falla Barro Negro-Vicuñayoc; Negra Muerta y la falla Hornocal las cuales fueron interpretadas como fallas de borde del rift (Salfity y Marquillas, 1994; Kley et al., 2005; Monaldi et al., 2008). En efecto, el temprano enfriamiento de las rocas sobre el borde oriental de la Sierra Alta/Mal Paso estaría relacionado con la actividad de la falla Negra Muerta y la erosión de los sedimentos Cambro-Ordovícicos que, consecuentemente, contribuyó al relleno de sinrift alojados en hemigrábenes sobre el flanco occidental (Monaldi et al., 2008).

Una historia comparable podría inferirse para la Sierra de Aparzo. El inicio de un lento enfriamiento entre los 160 y 130 Ma podría estar relacionado con la exhumación del bloque alto de la falla Hornocal y el relleno de sinrift del hemigraben de Cianzo.

Eoceno tardío-Mioceno: Recalentamiento y posterior fragmentación de la cuenca de antepaís andina.

Durante el Eoceno, el basamento precámbrico de la Sierra de Aparzo, experimentó un recalentamiento dentro de la zona APAZ de hasta 35°C, aunque insuficiente para restablecer todas las edades AFT del perfil. Esta fase podría deberse a la depositación de los sedimentos en la cuenca de antepaís. Estudios sedimentológicos en el área de Cianzo indican que 1400 metros de la Formación Casa Grande quedaron preservados como el registro de los depósitos de la cuenca de antepaís continua (Siks y Horton, 2011).

La deformación compresiva andina en el borde Puna Norte-Cordillera Oriental está documentada en la Sierra de Aguilar, Alta/Mal Paso y Sierra de Aparzo.

La Sierra de Aguilar, habría sido la primera en experimentar exhumación entre los 20 y 16 Ma. A este episodio se lo relaciona con la actividad de las fallas Aguilar este y Aguilar oeste y la remoción de la cubierta sedimentaria cretácico-paleógena.

Una de las observaciones más relevantes para este bloque es que las edades de enfriamiento AFT son similares a las edades de enfriamiento ZHe. En principio, las edades relativamente jóvenes para el sistema ZHe podrían explicarse por un valor anómalo del gradiente geotérmico en esta región, pero no hay pruebas suficientes de ello hasta el momento. En tal caso, se requiere una exhumación rápida y profunda del bloque colgante de la falla Aguilar este, capaz de traer a la superficie las rocas que se encontraban a una isoterma de ~180 °C a los 17-18 Ma.

El entendimiento de los procesos orogénicos cenozoicos responsables del levantamiento del basamento en los Andes Centrales (Oncken et al., 2006; Strecker et al., 2007) no resultaron en la exhumación de profundidades superiores a ~6-8 Km (típica profundidad de cierre de ZHe). En efecto, las edades de enfriamiento ZHe son en abundancia precenozoicas. Ejemplo de esto son las edades ZHe arrojadas para el granito Fundición. No obstante, la única excepción hasta entonces, compatible con las edades observadas en Aguilar, son las edades miocenas ZHe de 15-16 Ma en la Sierra de Cachi, Cordillera Oriental (Pearson et al., 2012).

El conjunto de edades para la Sierra Alta/Mal Paso indican una exhumación rápida entre los ~15 y los 9.5 Ma. El levantamiento de esta superficie es atribuido a la reactivación e inversión de la falla Negra Muerta y fallas menores asociadas.

La Sierra de Aparzo, constituye el último bloque en experimentar levantamiento en el sector de Cordillera Oriental. La historia térmica indica un episodio de enfriamiento rápido entre los 13 y los 6 Ma. Posiblemente el levantamiento de la superficie fue causado por la activación de la falla de Cianzo, que facilitó la erosión de la cubierta sedimentaria. Estudios en el área realizados por Kley et al. (2005) indican que la actividad de la falla de Cianzo se habría dado en simultáneo a la reactivación e inversión de la falla Hornocal. En efecto, un reducido espacio de acomodación (actual sinclinal del Hornocal Fig. 1.3) habría alojado los sedimentos erosionados al tope de ambos basamentos. El registro sedimentario contemporáneo con esta deformación estaría representado por la sección superior de la Formaciones Río Grande (13-9 Ma; U/Pb Siks y Horton, 2011) y la Fm. Pisungo. Si bien esta última unidad no presenta edades absolutas, se supone más joven. Además, la presencia de estratos de crecimientos evidencia procesos de deformación y exhumación asociados a la falla Hornocal (Siks y Horton, 2011).

Estudios realizados en el área, manifiestan deformación desde el Paleógeno como resultado de la compresión durante las primeras fases de la orogenia andina (Sobolev y Babeyko, 2005; Oncken et al., 2006; Horton, 2018). En la cuenca de Tres Cruces, Montero López et al. (2018) revelan estructuras a diferentes escalas espaciales asociadas a deformación sinsedimentaria para el momento de la depositación de Casa Grande. Especialmente en la secuencia Casa Grande I se describieron estructuras de estratos de sincrecimiento que indicarían deformación compresiva para el Paleógeno. Asimismo,

estudios sobre líneas sísmicas en la cuenca de Tres Cruces y Salinas Grandes indican geometrías de onlap y estructuras de crecimiento (Monaldi et al., 1993; Gangui, 1998; Coutand et al., 2001; López Steinmetz y Galli, 2015) que sugieren una secuencia de eventos similares a los que Montero López et al. (2018) observaron a escala de afloramiento. Adicionalmente, estudios realizados por López Steinmetz et al. (2020) en la cuenca de Salinas Grandes, sugieren drenaje endorreico desde el Paléogeno como producto de una configuración de cuenca intermontana desde entonces.

El granito de Aguilar, registra dos períodos de rápido enfriamiento durante el Cretácico Superior-Paleoceno (78-60 Ma) y el Oligoceno (34-25 Ma) (K-feldespatos $40\text{Ar}/39\text{Ar}$; Insel et al., 2012). Estos eventos de enfriamiento han sido utilizados como justificativo para las evidencias anteriormente mencionadas. En contraposición, los termocronómetros utilizados aquí, no registraron exhumación más vieja que Miocena para el granito de Aguilar.

Como resumen, se deduce que el frente orogénico andino estuvo localizado en la región de la Cordillera Oriental (23°S) entre los 20 y 6 Ma aproximadamente. La compartimentalización de la cuenca de antepaís, resultó en una nueva configuración de cuencas intermontanas tales como la cuenca de Tres Cruces, Humuahuca y Cianzo, separadas por altos de basamentos como la Sierra de Aguilar, Alta/Mal Paso y Aparzo. Los lineamientos cretácicos heredados habrían contribuido con el carácter rápido de la exhumación. La desconexión de las provincias geológicas de la Puna y Cordillera Oriental, se habría iniciado a partir de los 20 Ma.

CAPÍTULO 7

Consideraciones Finales



Harold Fisk, 1944

7 Consideraciones Finales

7.1 INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE TRES CRUCES

Las formaciones Casa Grande II y Río Grande forman parte del registro sedimentario paleógeno-neógeno en la actual cuenca de Tres Cruces. Ambas formaciones en su conjunto alcanzan 1600 metros de espesor y comprenden un registro sedimentario continuo y granocreciente desde dominio pelítico a gravoso.

Sobre la base de la identificación de 14 litofacies sedimentarias, la asociación de las mismas y el arreglo arquitectural, se confirma que los sedimentos de estudio han sido depositados por sistemas fluviales en consonancia con lo expuesto por Boll y Hernández (1985); Siks y Horton (2011) y Montero López et al. (2018).

Durante el inicio de la sedimentación se desarrollaron sistemas meandriiformes de carga mixta, caracterizados por canales individuales y complejos de canales, cuyas profundidades no superan los 2 metros (Miall, 1996; Bridge, 2006; Gazhi y Mountney, 2009). Los canales estaban rellenos principalmente por barras arenosas de acreción lateral y desarrollo de albardones en sus márgenes. Los períodos de crecidas, permitieron la construcción de canales de desbordes y abanicos en las inmediaciones del canal, además de extensas llanuras de inundación de tipo cohesivas (Nanson y Croke, 1992), compuestas por limolitas y areniscas finas, con desarrollo de paleosuelos en áreas más distales. Probablemente, y debido al poco desarrollo que presentan los niveles edáficos, se interpreta una alta tasa de agradación, inhibiendo la formación de horizontes desarrollados (Retallack, 1990).

Un incremento en el aporte de gravas como carga de lecho, arregladas en facies arenoconglomerádicas y conglomerádicas y cambios en el ordenamiento arquitectural, evidencian un incremento en la energía del sistema que propició la evolución hacia diseños de drenaje baja sinuosidad. Este cambio de diseño se registra hacia el oeste y norte de la cuenca y posiciones estratigráficas intermedias a superiores de la sucesión estudiada.

Los sistemas fluviales entrelazados dominaron la sedimentación en la sección superior, representados en las quebradas de Vicuñayoc y Río Grande. Los canales presentan diseños anchos, poco profundos con mayor grado de interconexión entre ellos. El

relleno comprende complejos de barras gravosas transversales y longitudinales de acreción corriente abajo. Eventuales avenidas de flujos gravitacionales contribuyeron también al relleno fluvial indicado a partir de la preservación de depósitos mantiformes. La interacción entre flujos fluidos e hiperconcentrados es particularmente evidente hacia posiciones occidentales en la cuenca (perfil quebrada Río Grande). La frecuencia de los procesos de agradación y avulsión que caracterizan a este estilo fluvial, habría impedido la preservación de amplias llanuras de material fino. De esta manera, las llanuras de inundación fueron construidas a partir de limolitas arenosas y areniscas finas a gruesas, resultando en llanuras de tipo no cohesivas (Nanson y Croke, 1992).

La transición entre ambos diseños fluviales está caracterizada por un estilo fluvial de tipo *wandering*. Se trata de complejos de cintas anchas areno-gravosas, moderadamente amalgamadas, confinados entre depósitos de llanura de inundación. Dentro de los complejos de canales interactuaron canales sinuosos y de baja sinuosidad. Las llanuras de inundación están construidas sobre limolitas gruesas y areniscas finas. Es común la presencia de canales de desborde y de explayamiento.

Las direcciones de paleoflujos indican el transporte de sedimentos clásticos hacia el E-SE, aunque también se identificaron direcciones hacia el SO y NO. En el área de Cianzo, sobre afloramientos análogos, Siks y Horton (2011) identificaron un paleoflujo principal hacia el Este. De esta manera, la resultante E-SE se asume como el sentido regional del sistema de drenaje y la presunción de la existencia del área de aporte ubicada principalmente al oeste y noroeste de la actual cuenca de Tres Cruces. No obstante, no se descarta la existencia de regiones positivas ubicadas al SE y NE e incluso dentro de la cuenca, que generaron pendientes locales complejizando el sistema de drenaje.

A partir de los resultados en la composición de areniscas y clastos en conglomerados las áreas fuentes se ubicaron hacia el O-NO de la cuenca de acumulación. Las fuentes son compatibles con orógenos reciclados a partir de cuencas de antepaís deformados (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983). Asimismo, se distinguen áreas de carácter extracuenca y otra de intracuenca.

El área de aporte extracuenca habría estado conformada por basamentos positivos que integraron orógenos antiguos y se enriquecieron en material cuarzoso. Este basamento habría sido parte de la procedencia principal de los depósitos que integran la sección

basal. Estas características sumadas al dominio de sedimento de grano fino, indican que el área fuente se encontraba lejana a la zona de acumulación.

El incremento relativo en la participación de líticos inestables en las secciones suprayacentes en conjunto con un aumento en el tamaño de grano, evidencian la proximidad del área fuente. En el contexto de cuenca de antepaís, sugiere la progresión en el avance de la cuña clástica orogénica (Garzanti et al., 2007) hacia el este.

La asociación de litologías tales como metapelitas, metacuarcitas, pelitas, areniscas finas, volcanitas silicificadas y granitoides, señalan el reciclado dominante a partir del basamento paleozoico compuesto por la Fm. Santa Victoria y la Faja Eruptiva de la Puna. La primera aflora ampliamente en la zona de estudio, no obstante, la última litología se la reconoce exclusivamente al oeste del área de estudio.

La tendencia a una mayor participación de líticos sedimentarios en detrimento de los fragmentos metamórficos y volcánicos sugiere la incorporación de una nueva fuente de aporte. La intervención de clastos de calizas, areniscas calcáreas y areniscas rojizas indican el inicio de la exhumación del Grupo Salta. La presencia de estas litologías asociados a facies gravosas, indican fuentes proximales y el inicio de topografías intracuencuales.

La asociación de minerales illita+muscovita+clorita en conjunto con la presencia de yeso botroidal intrasedimentario alojados en los depósitos basales de la Fm. Casa Grande II, indican un paleoclima semiárido y cálido para la región. En posiciones estratigráficas superiores el conjunto de elementos tales como: barnices de arcillas y óxidos de hierro, la presencia de caolinita y esmectita, y la identificación de trazas de termitas (familia Krausichnidae; Genise et al., 2016; Genise, 2017) sugieren cambios hacia condiciones más templadas y húmedas, posiblemente de clima estacional. No obstante, no se descarta que la presencia de esmectita pueda deberse a la alteración de material volcánico en el perfil de suelo (Do Campo et al., 2010).

Los arreglos estratigráficos y análisis de procedencia se correlacionan con los datos a partir de termocronología de baja temperatura. En base a los resultados termocronológicos (AFT, AHe, ZHe) se interpreta que desde el Mioceno temprano (20-16 Ma) comenzó a estructurarse el límite entre la Puna Norte-Cordillera Oriental a partir del alzamiento de la Sierra de Aguilar. La exhumación estuvo controlada por la

actividad de las fallas regionales Aguilar oeste y este y la remoción de la cubierta sedimentaria cretácica-paleógena.

El avance de la deformación hacia el este, provocó la reactivación e inversión de la Falla Negra Muerta y fallas menores (Monaldi et al., 2008). Esto causó la exhumación de la Sierra Alta/Mal Paso entre los ~15 y 9,5 Ma. Considerando las edades de alzamiento de la Sierra de Aguilar y la Sierra Alta/Mal Paso, se interpreta que para el Mioceno tardío (aprox. 9 Ma) la cuenca de Tres Cruces ya conformaba una cuenca de tipo intermontana.

Hacia el este, la Sierra de Aparzo constituyó el último bloque, del área de estudio, en experimentar levantamiento entre los 13 y 6 Ma (Fig. 7.2). El levantamiento de la Sierra de Aparzo estuvo controlado por la falla de Cianzo y posiblemente falla de Hornocal simultáneamente (Kley et al., 2005; Siks y Horton, 2011).

7.2 SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA CUENCA DE TRES CRUCES

Estudios previos, documentaron que durante el Eoceno medio-Oligoceno la sedimentación de antepaís estuvo dominada por ambientes de llanuras y lagunas temporarias que caracterizan a la secuencia Casa Grande I (Herrera et al., 2012; Montero López et al., 2018). Por el contrario, la secuencia Casa Grande II consistió en un ambiente fluvial, de diseño meandriforme con desarrollo de extensas llanuras de inundación (Fig. 7.1 A) que funcionaba inicialmente bajo un clima cálido y semiárido que inmediatamente pasó a un clima templado estacional. Las paleocorrientes señalan un drenaje regional hacia el este-sureste y las fuentes de aporte provenían de regiones distales ubicadas hacia el occidente (O-NO). La combinación de resultados sedimentológicos sugiere que el área de Tres Cruces formaba parte de una extensa cuenca de antepaís que integraba la región desde el borde de la Puna chileno-argentina hasta la actual cuenca de Cianzo (Boll y Hernández, 1986; Coutand et al., 2001; Siks y Horton, 2011).

Durante el Oligoceno-Mioceno temprano, se depositaron facies areno-gravosas y gravosas, que integran la Formación Río Grande. Estas facies de mayor energía, acompañaron la evolución paulatina del sistema fluvial hacia un diseño de drenaje entrelazado con participación de flujos gravitacionales (Figs. 7.1 B). Si bien se mantuvo la dirección regional de transporte hacia el este-suroeste, patrones de flujo más variables

(E; SE; NO) sugieren la existencia de ríos transversales y axiales que habrían complejizado la red de drenaje. La composición de los clastos reveló un aporte desde fuentes más proximales, a partir de la erosión del basamento ordovícico, la cubierta sedimentaria cretácica y, por ende, la canibalización de los propios sedimentos (Formación Casa Grande; Fig. 7.1 B). Durante la acumulación de la Formación Río Grande, el clima habría sido templado. Pese a que las evidencias sedimentológicas sugieren que el clima varió de seco a condiciones de mayor humedad, este no parece haber sido el principal factor de control sobre la evolución de la cuenca.

Se interpreta que el aumento progresivo en el tamaño de grano, cambios en las señales de proveniencia, y el reajuste en el diseño de la red de drenaje, respondieron principalmente a variaciones en la configuración de la cuenca generada a partir de la estructuración del límite entre Puna Norte-Cordillera Oriental.

De acuerdo a interpretaciones regionales, durante el Oligoceno-Mioceno temprano (~30-20 Ma), el frente orogénico andino estaba concentrado en el centro-este de la Puna Norte (Henríquez et al., 2020). Fallas inversas, con superficies de despegue situadas en el basamento ordovícico inferior (Henríquez et al., 2020), exhumaron los materiales de la Fm. Santa Victoria, la Faja Eruptiva de la Puna y la cobertera sedimentaria cretácica-paleógena. La creación de topografía en este sector, generó un nuevo espacio de acomodación inmediatamente al este. La modificación de las pendientes regionales, acompañado por condiciones climáticas estacionales, forzó a los sistemas fluviales a evolucionar hacia un patrón de drenaje entrelazado. Adicionalmente, controló la agradación de facies areno-gravosas y gravosas a partir de fuentes proximales (Fig. 7.1 B).

Entre los 20-16 Ma. se inició el alzamiento de la Sierra de Aguilar y con ella, la estructuración del flanco occidental de la cuenca de Tres Cruces. Se asume que las fallas Aguilar oeste y este fueron las responsables de esta estructura (Coutand et al., 2001). Los nuevos datos aportados en esta tesis documentan interpretaciones previas basadas en registros estratigráficos y sísmicos (Coutand et al., 2001; López Steinmetz y Galli, 2015; López Steinmetz et al., 2020). Adicionalmente, se interpreta que, los sedimentos más gruesos, alojados en la sección superior de estudio, estarían relacionados con este alzamiento.

El avance de la deformación hacia el este, produjo la inversión de fallas normales del rift cretácico y la activación de fallas inversas en el área (Monaldi et al., 2008; Kley et al., 2005; Montero López et al., 2018) y, la consecuente exhumación del flanco oriental de la cuenca a partir del Mioceno medio-tardío (~15-9,5 Ma). La existencia de diques clásticos alojados en la sección media del intervalo estratigráfico de estudio, es un elemento adicional que pone de manifiesto la actividad tectónica en el área. Asimismo, la presencia de estratos de crecimiento registrados en la secuencia de Casa Grande I, acompañado por estructuras de deformación en sedimentos blandos (diques clásticos y estructuras en pilar) en las secuencias Casa Grande I y II, documentan la ocurrencia de una fase temprana de deformación en la región (Montero López et al, 2018).

A partir de la presunción de una red de drenaje integrada, se asume una distribución homogénea de los clastos provenientes del Grupo Salta en toda la cuenca de drenaje. En ausencia de un control cronológico absoluto, esta señal, permite establecer una correlación temporal entre las columnas estratigráficas (Jordan et al., 1988) dentro de la cuenca de Tres Cruces (Fig.7.2). Según lo expuesto, el inicio de la sedimentación de Río Grande, debió ser posterior a los 25 Ma. En concordancia, estudios geocronológicos reportados en cenizas volcánicas intercaladas en la Formación Río Grande en el Valle de Cianzo, indican edades entre $16,34 \pm 0,71$ Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita) a 792 m de la base y $9,69 \pm 0,05$ Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina) cerca del techo (Siks y Horton, 2011). Esto corrobora la edad Mioceno temprano y tardío de la unidad.

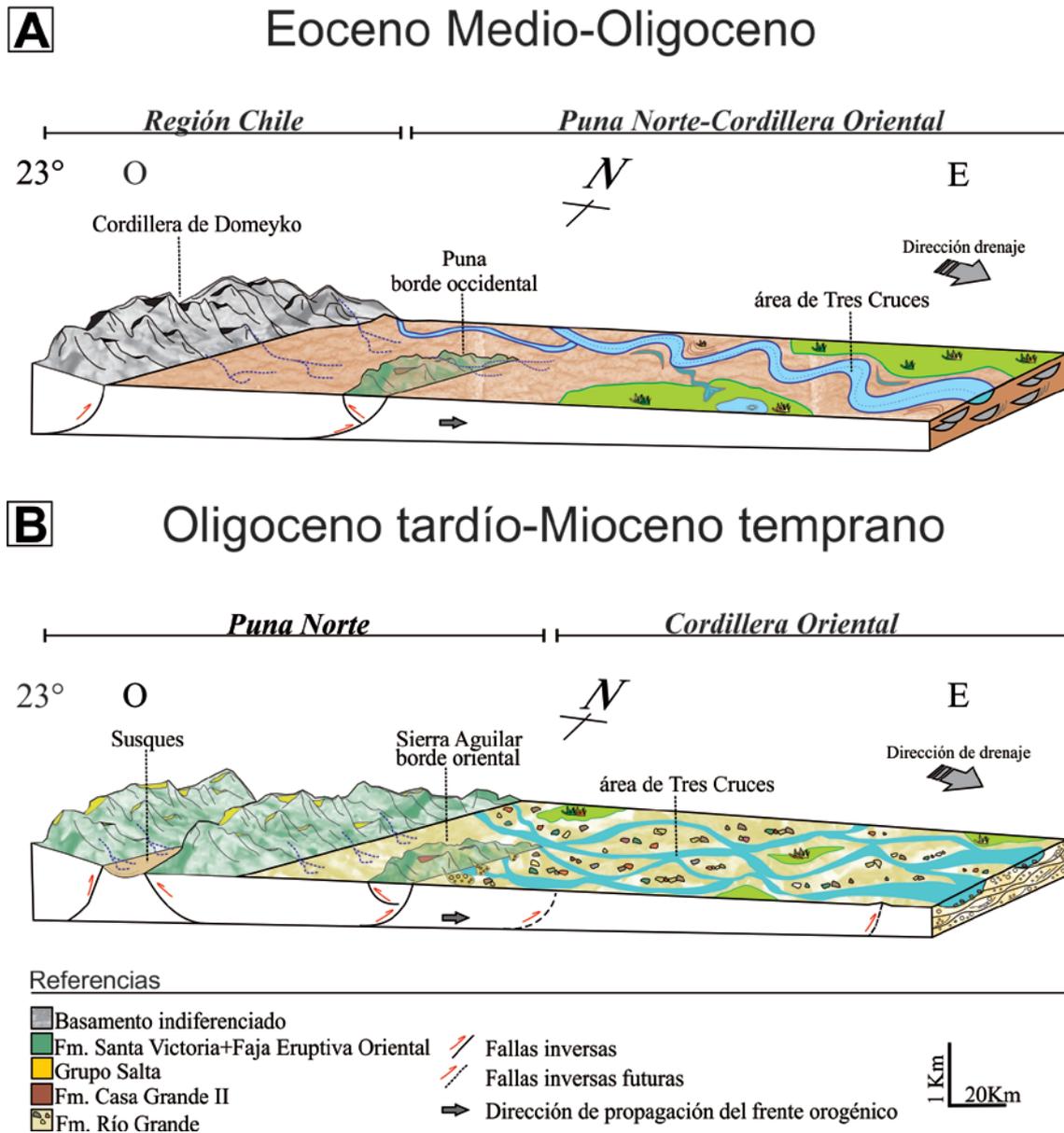


Figura. 7.1. Bloques diagrama que ilustran la evoluci3n de los sistemas fluviales conforme la cuenca de antepaís se fragmenta en el borde de la Puna Norte-Cordillera Oriental. A) Eoceno medio-Oligoceno: la Fm. Casa Grande II era depositada por sistemas fluviales de estilo meandriforme que drenaban hacia el E-SE en una cuenca de antepaís extensa. Las 3reas de aporte eran predominantemente distales, aunque ya se iniciaba la exhumaci3n de los basamentos al oeste de la Puna. B) Oligoceno tardío-Mioceno: la Fm. R3o Grande era depositada por sistemas fluviales de estilo entrelazado. El aporte de sedimentos provenía de fuentes proximales mayormente de la Puna. A partir de la exhumaci3n de la Sierra de Aguilar se inici3 la desvinculaci3n de las provincias geol3gicas de la Puna y Cordillera Oriental.

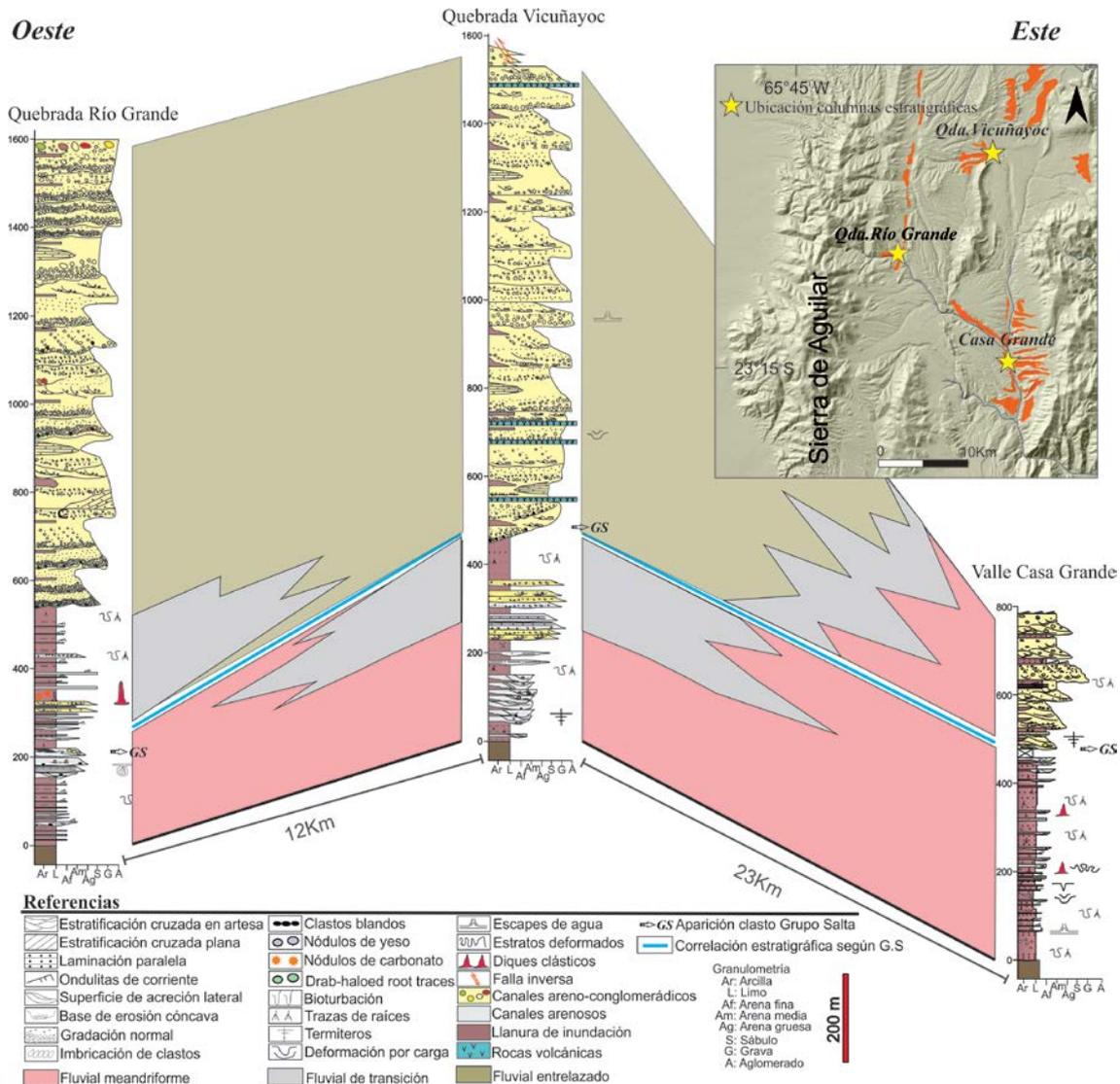


Figura 7.2. Correlación de las columnas estratigráficas según la primera aparición de clastos provenientes del Grupo Salta. Se asume una red de drenaje integrada que permitió la distribución homogénea de estos clastos en toda la cuenca fluvial.

7.3 EVOLUCIÓN DE LA CUÑA CLÁSTICA OROGÉNICA A LOS 23° S.

A partir de los resultados termocronológicos obtenidos aquí y en combinación con estudios recientes sobre los procesos de deformación y exhumación en la región (Coutand et al., 2001; Deeken et al., 2005; Letcher, 2007; Siks y Horton, 2011; Insel et al., 2012; Pingel et al., 2013; Reiners et al., 2015; Amidon et al., 2015; Henriquez et al., 2019; Henriquez et al., 2020; López Steinmetz et al., 2020; Henriquez et al., en prensa; Pingel et al., en preparación), es posible interpretar la evolución espacio-temporal del frente orogénico andino a los 23° 00'S.

En este trabajo, se confirma que el patrón de deformación estuvo marcado por la propagación hacia el este, con un comportamiento no sistemático y espacialmente dispar, extendido en la región de antepaís.

En la región entre el límite Chile-Argentina hasta el límite entre la Cordillera Oriental-Sierras Subandinas, se reconocen tres períodos de exhumación.

Paleógeno-Eoceno medio

El frente orogénico estaba localizado entre la Cordillera de Domeyko y la cuenca del salar de Atacama (Chile). La exhumación habría estado controlada por fallas inversas en la margen oriental de la Cordillera de Domeyko, causando una erosión de 3,3 Km de roca (Henriquez et al., 2019). La propagación del frente orogénico hacia el este (Puna Argentina) está documentada por dos discontinuidades regionales (~ 65 Ma; 40-50 Ma) de carácter angular alojadas en la cuenca del Salar de Atacama (Henriquez et al., 2019). Estos eventos de deformación ampliaron progresivamente el orógeno, reubicando el frente orogénico más al este del arco magmático (Henriquez et al., 2019). Según Henriquez et al. (2020) entre los 45 y 40 Ma el frente orogénico habría alcanzado el borde oeste de la Puna Norte, iniciando la exhumación de la Sierra de Lina y posiblemente la Sierra de Tanque (Fig. 7.3).

Eoceno superior-Mioceno temprano

Durante este período el frente de deformación orogénico estuvo concentrado en la Puna Norte. Resultados termocronológicos presentados por Letcher (2007); Henriquez et al. (2020); Henriquez et al. (en prensa) y Pingel et al. (en preparación), señalan el comienzo de la exhumación entre los 37 y 29 Ma en la parte central de la Sierra de Cobres y a partir de los 28 Ma sobre la margen este de la misma. Hacia el este, la Sierra de Tusaquillas presenta una edad de enfriamiento inicial (AFT) a los 25 Ma. Acorde con estos resultados, Deeken et al. (2005) indican un enfriamiento del granito de los Cobres a los 25 Ma. A partir de lo expuesto se asume que durante el Oligoceno se produjo la mayor exhumación en el centro de la Puna Norte. La mayor deformación habría estado asociada a fallas inversas de alto ángulo y dirección NNE-SSO. Estratos sintectónicos alojados en la cuenca de Susques, limitan la edad de inicio de la depositación a partir de los 6,5 Ma (Letcher, 2007); (Fig.7.3).

En base a los resultados termocronológicos obtenidos aquí, se interpreta que entre los 20-16 Ma el frente orogénico habría alcanzado el límite entre la Puna Norte y Cordillera Oriental. La Sierra de Aguilar habría sufrido una exhumación rápida entre los 20-16 Ma (Fig. 7.3) seguido de un enfriamiento lento y prolongado, siendo las fallas Aguilar este y Aguilar oeste las responsables de la estructura. La tasa de exhumación aparente calculada para la Sierra de Aguilar a partir de las edades AFT es de 0,48 mm/año. Una de las observaciones más relevantes para esta sierra son las edades de enfriamiento jóvenes de ZHe (17-18 Ma) y la similitud de estas con las edades AFT analizadas. Este dato indica una exhumación profunda de ~6-8 Km de material.

La historia de enfriamiento del margen oriental de la Puna, es consistente con estudios previos realizados en el área por Deeken et al. (2005); Insel et al. (2012); López Steinmetz et al. (2020) y Pingel et al. (en preparación). Incluso, parte de estos autores sugieren episodios de deformación tan antiguos como paleógenos. Al sur de Tres Cruces, en el área del Complejo Oire y el Valle Luracatao, Deeken et al. (2006) indican edades de enfriamiento en AFT entre 21-18 Ma, entre estas edades y los 15 Ma las rocas experimentaron un enfriamiento rápido.

Mioceno medio-tardío

En base a los datos presentados en esta tesis se propone que para este período la cuña orogénica se encontraba en la región de la actual Cordillera Oriental. Primeramente, habría ocurrido el levantamiento de la Sierra Alta/Mal Paso y posteriormente la elevación de la Sierra de Aparzo.

Los modelos térmicos de la Sierra Alta/Mal Paso, indican una exhumación de carácter rápido comprendida entre los ~15-9 Ma. con tasas de exhumación aparentes entre 0,1-0,25 mm/año. La elevación de este cordón está relacionada con la inversión de la falla Negra Muerta, ubicada en el flanco oriental de la sierra, además de la actividad de fallas menores (Fig. 7.3).

Análisis sedimentológicos y de procedencia sobre los depósitos basales de la Fm. Maimará (7-4 Ma; Pingel et. al., 2013; Galli et al., 2016) en la cuenca de Humahuaca, indican que el principal suministro de materiales habría procedido de las regiones elevadas de la Sierra Alta/Mal Paso. Asimismo, la presencia de clastos de la Faja Eruptiva de la Puna indica que durante la depositación aún existía una conexión con la

región de la Puna a través del sistema fluvial (Pingel et al., 2013; Galli et al., 2016). La creación de la cuenca intermontana de Humahuaca y la reorganización de la red de drenaje dirigida hacia el sur, debió ocurrir después de los ~4,2 Ma con la depositación de la Fm. Tilcara (Pingel et al., 2013); (Fig. 7.3).

La Sierra de Aparzo corresponde al límite orográfico entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Según el modelado inverso, el levantamiento de esta superficie ocurrió entre los 13-6 Ma (Fig.7.3) posiblemente a causa de la actividad de la falla de Cianzo y la erosión de la cubierta sedimentaria cretácica-paleógena. La actividad de esta falla, en simultáneo, con la inversión de la falla Hornocal (Kley et al., 2005) generó un nuevo espacio de acomodación que habría recibido el material erodado al tope de ambos basamentos (Fig.7.3). El registro sedimentario contemporáneo con esta deformación estaría representado por la sección superior de la Formaciones Río Grande (13-9 Ma; U/Pb Siks y Horton, 2011) y la Formación Pisungo. Si bien esta última unidad no presenta edades absolutas, se supone más joven, además la presencia de estratos de crecimientos evidencia procesos de deformación y exhumación asociados a la falla Hornocal (Siks y Horton, 2011).

En concordancia con este escenario, Amidón et al., (2015) registran la reaparición de circones detríticos del Jurásico-Neógeno en los depósitos del Grupo Orán (Qda. Río Iruya, Sierras Subandinas) entre los 6,7 y 6 Ma. Esta señal indica la localización del frente orogénico en la Cordillera Oriental y el consecuente desteche del Grupo Salta y potencialmente el retrabajo de los depósitos de cuencas neógenas. De igual modo, la señal neógena podría indicar que, para la fecha, aún existía conexión con la región de la Puna (Amidón et al., 2015).

La expresión de la orogenia andina en la región de la Puna Norte y Cordillera Oriental, resultó en la creación de cadenas montañosas y cuencas sedimentarias asociadas. La desvinculación entre las provincias morfotectónicas habría comenzado entre los 20 y 16 Ma. La reactivación de anisotropías heredadas del basamento, la naturaleza discontinua de la deformación y las tasas potencialmente rápidas de levantamiento concuerdan con un estilo de deformación a fin con el de antepaís fragmentado (*Broken foreland*; Strecker et al., 2011).

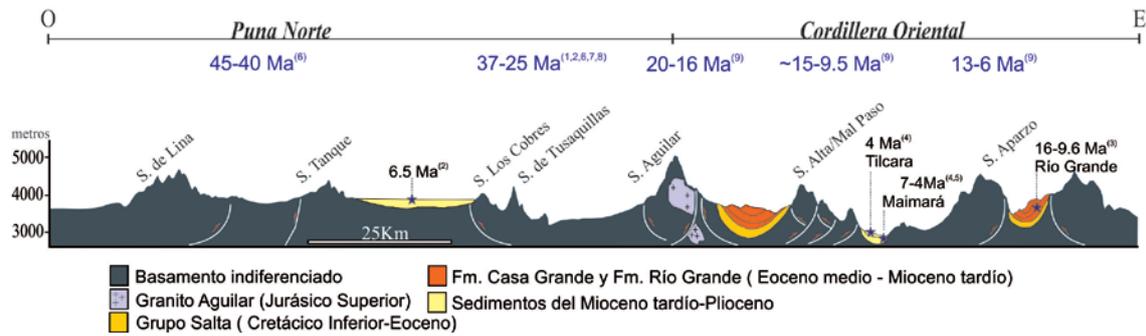


Figura 7.3. Perfil transversal esquemático de la Puna y Cordillera Oriental a los 23°S. Muestra la distribución espacio-temporal de la deformación cenozoica y las edades del registro sedimentario asociado en las cuencas intermontanas. (1) Deeken et al., 2005; (2) Letcher, 2007; (3) Siks y Horton, 2011; (4) Pingel et al., 2013; (5) Galli et al., 2016; (6) Henriquez et al., 2020; (7) Henriquez et al., en prensa; (8) Pingel et al., en preparación; (9) Contribución en esta tesis.

Referencias



Harold Fisk, 1944

8 Referencias

- Allen, J.R.L., 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the Geological Society*, 129, 537-541.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33 (4), 237-293. DOI 10.1016/0037-0738(83)90076-3.
- Allen, J.R.L. y Friend, P.F., 1968. Deposition of Catskill facies, Appalachian Region: with some notes on some other Old Red Sandstone Basins. In: Klein, G., de V. (Eds.), *Late Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America: Spec. Publ. Geol. Soc. Am.*, 106, 21-74. DOI:<https://doi.org/10.1130/SPE106-p21>.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139-174.
- Allmendinger, R., Cardozo, N. y Fisher, D., 2012. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*, Cambridge University Press, Cambridge, 2012. DOI: 10.1017/CBO9780511920202.
- Alonso, R y Marquillas, R., 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el norte argentino. Consideraciones ambientales y geocronológicas. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 4, 95-100.
- Alonso, R., Gutiérrez, R. y Viramonte, J., 1984. Puna Austral. Bases para el sub provincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 43-63, Buenos Aires.
- Amengual, R. y Zanettini, J.C.M., 1974. Geología de la comarca de Cianzo y Caspalá, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4), 341-352.
- Amidon, W., Luna, L., Fisher, B., Burbank, D., Kylander-Clark, A. y Alonso, R., 2015. Provenance and tectonic implications of Orán Group foreland basin sediments, Río Iruya canyon, NW Argentina (23° S). *Basin Research*, 1-17. doi: 10.1111/bre.12139.
- Andreis, R.R., 1981. Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos. Editora da Universidade, Universidade Federal do Río Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Aslan, A. y Blum, M.D., 1999. Contrasting style of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI: Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 28, 193-209.
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico inferior (Formación Acoite y Sepulturas) al oeste de Purmamarca, Cordillera Oriental Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, 1, 96-106.
- Baas, J., Best, J. y Peakall, J., 2011. Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology*, 58, 1953-1987. doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01247.x.
- Beck SL, Zandt G, Myers SC, Wallace TC, Silver PG y Drake L., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology* 24, 407-10.
- Beilinson, E., 2012. Evolución de la arquitectura fluvial en sucesiones del Plioceno-Pleistoceno del centro-este de Argentina (Aloformación Punta San Andrés); Asociación Geológica Argentina; *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; 69 (4), 578-595.

- Bennet, S.J. y Bridge, J., 1995. The geometry and dynamics of low-relief bed forms in heterogeneous sediment in a laboratory channel, and their relationship to water flow and sediment transport. *Journal of Sedimentary Research*, A65, 29-39.
- Berra, F. y Felletti, F., 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sedimentary Geology*, 235, 249-263. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.08.006>.
- Best, J. y Bridge, J., 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, 39 (5), 737-752. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02150.x>.
- Blakey, R.C. y Gubitosa, R., 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 38, 51-86.
- Boles, J.R., y Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 55-70.
- Boll, A. y Hernández, R., 1985. Área Tres Cruces, provincia de Jujuy, Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio. YPF S.A., inédito.
- Boll, A. y Hernández, R., 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, Año III, 7, 2-14. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento de las regiones petrolíferas subandinas del Norte. Provincias de Salta - Jujuy. *Anuales de Minería Agricultura*. Secretaría de Geología y Minería, 15, 1. Buenos Aires.
- Bond, M. y López, G., 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy. *Argentina. Ameghiniana*, 32 (3), 301-309.
- Bordonaro, O., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura, 69-84. España.
- Borello, A.V., 1969. Los geosinclinales en la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. *Anales*, 14, 118 pp.
- Brierley, G. J., 1989. River planform facies models: the sedimentology of braided, wandering and meandering reaches of the Squamish River, British Columbia. *Sedimentary Geology*, 61, 17-35.
- Bridge, J.S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: A critical perspective: *Sedimentology*, 40, 801-810. doi: 10.1111/sed.1993.40.issue-4.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains: Form, Process, and Sedimentary Record*. Blackwell Science, Oxford. 491 pp.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited: Soc. Eco. Pal. Min. Spec. Pub.*, 84, 85-170.
- Bridge, J.S. y Lunt, I.A., 2006. Depositional Models of Braided Rivers. In: *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management* (Ed. by G.H. Sambrook-Smith, J.L. Best, C.S. Bristow and G.E. Petts), Blackwell Publishing, Oxford, 11-49.
- Bridge, J.S y Demicco, R.V., 2008. *Earth Surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press, 830 pp. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511805516>.

- Capuzzo, N. y Wetzel, A., 2004. Facies and basin architectural of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology*, 51, 675-697.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers and Geosciences*, 51, 193-205. Doi: [10.1016/j.cageo.2012.07.021](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021).
- Carrapa, B. y DeCelles, P., 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27, TC1015, doi: 10.1029/2007TC002127.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sabat, F., Mon, R. y Roca, E., 2006. The rol of the inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *J. Structural Geology*, 28, 1921-1932.
- Carson, M.A., 1984. The meandering-braided river threshold: a reappraisal. *J. Hydrol.*, 73, 315-334.
- Carver, R.E., 1970. *Procedures in Sedimentary Petrology*, New York. Wiley-Interscience, 653 pp.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, 623 pp.
- Clauer, N., Środoń, J., Francu, J y Šucha, V., 1997. K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. *Clay Minerals*, 32, 181-196. <https://doi.org/10.1180/claymin.1997.032.2.02>
- Clift, P., Wan, S. y Blusztajn, J., 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130, 86-102. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.002>
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la hoja 3C (Abra Pampa), provincial de Jujuy. *Boletín del Servicio Geológico Argentino*, 170, 1-90.
- Coira, B. 2008. Volcanismo del Paleozoico inferior en la Puna jujeña. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy*, 267-292.
- Coira, B., Kay, S.M., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P., 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, Northern Puna of Argentina and Chile. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper, 336, 145-170. DOI: 10.1130/0-8137-2336-1.145.
- Coira, B., Koukharsky, M., Guevara, S.R. y Cisterna, C.E., 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 27 (1), 24-35.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. y Rudkiewicz, J.L., 1990. Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a Balanced Cross Section. In: Letouzey, J. (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Editions Technip, Paris, 81-100.
- Collinson, J., Mountney, N. y Thompson, D., 2006. *Sedimentary Structures 3th Edition*. Terra. Inglaterra, 240 pp.
- Coutand, I., Cobbold, P., De Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E. y Lopez Gamundi, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20, 210-234. <http://dx.doi.org/10.1029/2000TC900031>.
- Cristallini, E., Comínguez, A.H. y Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (5-6), 403-421.

- Cristiani, C., 2003. Il plutonismo anorogenico Mesozoico nell' Altipiano della Puna (Argentina Nord-occidentale, Ande Centrali): implicazioni petrogenetiche e geodinamiche (PhD thesis). University of Pisa, Italy, 229 pp.
- Cristiani, C., Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R. y Villa, I.M., 2005. Petrology of Late Jurassic-Early Cretaceous Tusaquillas and Abra Laite-Aguilar Plutonic complexes (Central Andes, 23°05' S e 66°05' W): a comparison with the rift related magmatism of NW Argentina and E Bolivia. In: Comin-Chiaromonte, P., Barros Gomez, C. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform. Editora da Universidade de São Paulo, Brazil, 213-241. ISBN 85-314- 0903-9.
- Dasgupta, S., Ghosh, P. y Gierlowski-Kordesch, E., 2017. A Discontinuous Ephemeral Stream Transporting Mud Aggregates In A Continental Rift Basin: The Late Triassic Maleri Formation, India. *Journal of Sedimentary Research*, 87 (8),838–865. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.47>.
- Decelles, P.G., Carrapa, B. y Gehrels, G.E., 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology*, 35 (4), 323-326. <https://doi.org/10.1130/G23322A.1>.
- Deeken, A., Sobel, E.R., Haschke, M. y Riller, U., 2005. Age of initiation and growth pattern of the Puna plateau, NW Argentina, constrained by AFT thermochronology. 19th Colloquium on Latin American Geosciences, Abstract Volume Terra Nostra, 5 (1), 39.
- del Papa C.E, Kirschbaum, A., Powell, J., Brod. A., Hongn. F. y Pimentel, M., 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 327-345.
- del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, 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, 51-64.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detritalmodes of sandstones, in Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: Dordrecht, Holand, Reidel Publishing Company, 333-363.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, A. y Ryberg, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geologic Society of America Bulletin*, 222-235.
- Do Campo, M.D., 1999. Mineralogía, geoquímica y geocronología de la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico) entre los 23°30' y 25°50' de Latitud Sur, Noroeste de Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Do Campo, M., Del Papa, C., Nieto, F., Hongn, F. y Petrinovic, I., 2010. Integrated analysis for constraining paleoclimatic and volcanic influences on clay-mineral assemblages in orogenic basins (Palaeogene Andean foreland, Northwestern Argentina). *Sedimentary Geology*, 228 (3), 98-112. doi: 10.1016/j.sedgeo.2010.04.002.
- Do Campo, M., Nieto, F., Albanesi, G., Ortega, G. y Monaldi, R., 2017. Outlining the thermal posdepositional evolution of the Ordovician successions of northwestern Argentina by clay

- mineral analysis, chlorite geothermometry and Kübler index. *Andean Geology*, 44 (2), 179-212. doi:<http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a04>.
- Do Campo, M., Bauluz, B., del Papa, C., White, T., Yuste, A. y Mayayo, M. J., 2018. Evidence of cyclic climatic changes recorded in clay mineral assemblages from a continental Paleocene-Eocene sequence, northwestern Argentina. *Sedimentary Geology*, 368, 44-57. http://hdl.handle.net/20.500.12110/paper_00370738_v368_n_p44_DoCampo.
- Dott, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*, 34 (3), 625-632. <https://doi.org/10.1306/74D71109-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Draganits, E., Grasemann, B., Schmid, H.P., 2003. Fluidization pipes and spring pits in a Gondwanan barrier-island environment: Groundwater phenomenon, palaeo-seismicity or a combination of both? *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 216, 109-121. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.08>
- Dreyer, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basi, northern Spain. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 17, 337-362.
- Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28(1): 3-12. DOI:10.1016/S0098-3004(01)00024-3.
- Escayola, M.P., van Staal, C. y Davis, W., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in NW Argentina: an accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 437-458.
- Eugster, H.P. y Kelts, K., 1983. Lacustrine chemical sediments. In: Goudie, A. y Pye, K. (Eds.). *Chemical sediments and geomorphology*. Academic Press, London, 321-368.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research*, 105, 2903-2914.
- Ferguson, R.I. y Werritty, A., 1983. Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. In J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. IAS Sp. Publ., 6, 181-193.
- Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R., 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbraera (Eogeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. *Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas*. *Ameghiniana*, 10 (2), 152-172.
- Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sediment. Geol.*, 190, 227-240.
- Fisk, H.N., 1944. *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*. US Army Corps of Engineers, Mississippi River Comm., 78 pp.
- Fitzgerald, P., Baldwin, S., Webb, L., Sullivan, P., 2006. Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chemical Geology*, 225, 91-120. doi:10.1016/j.chemgeo.2005.09.001.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F. y Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission-track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20175-20191.

- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publ.co., Austin, 182 pp.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13, 937-968.
- Ford, G.L. y Pyles, D.R., 2014. A hierarchical approach for evaluating fluvial systems: architectural analysis and sequential evolution of the high net-sand content middle Wasatch Formation, Uinta Basin, Utah. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 98, 1273-1304. doi: 10.1306/12171313052.
- Flowers R. M., Shuster D. L., Wernicke B. P. y Farley K. A., 2007. Radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology*, 35, 447–450.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L. y Farley, F. K., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica*, 73 (8), 2347–2365. doi:10.1016/j.gca.2009.01.015.
- Flowers, R. M., y Kelley, S. A., 2011. Interpreting data dispersion and “inverted” dates in apatite (U–Th)/He and fission-track datasets: An example from the US midcontinent. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(18), 5169-5186. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.016>.
- Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: J.D. Collinson and J. Lewin (Editors), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., 6, 345-354.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, 136, 39-46. doi: 10.1144/gsjgs.136.1.0039.
- Froude, M.J., Alexander, J., Barclay, J., y Cole, P., 2017. Interpreting flash flood palaeoflow parameters from anti-dunes and gravel lenses: An example from Montserrat, West Indies. *Sedimentology*, 64, 1817-1845. <https://doi.org/10.1111/sed.12375>.
- Gangui, A. y Götze, H.J., 1996. The deep structure of the northern Puna, Argentina constrains from 2D seismic data and 3D gravity modeling. En: *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2,545-565.
- Gangui, A.H., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modelling in the northern Puna/Eastern Cordillera, Argentina, *Berl.Geowiss. Abb. Reihe c*, 27, 176.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117 (B2).
- Galli, C., Coira, B., Alonso, R., Iglesia Llanos, M., Prezzi, C. y Mahlburg Kay, S 2016. Tectonostratigraphic history of the Neogene Maimará basin, Northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*,72, 137-158. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.007>.
- Galloway, W.E. y Hobday, D.K., 1983. *Terrigenous elastic depositional systems*. New York, Springer-Verlag, 423 pp.
- Garzanti, E., Dogliani, C., Vezzoli, G. y Andó, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenances, *The Journal of Geology* 115 (3), 315–334, doi:10.1086/512755.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. y Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266, 157-170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>.

- Gazzi P., 1966. Le arenare del flysch sopracretaceo dell Apennino Modenese; correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica*, 12, 69-97.
- Genise, J., Cantil, L. y Bellosi, E., 2016. Lower paleogene complex ant nests from Argentina: evidence for early polydomy in ants? *Palaios*, 31, 549-562. doi: <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2016.070>.
- Genise, J.F. 2017. *Ichnoentomology: insect traces in soils and paleosols*. Topics in Geobiology 37. Springer, 695 p.
- Ghazi, S. y Mountney, N., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221, 99-126. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.08.002.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel Bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *J. Sediment. Res.*, 76, 731-770.
- González, M. A., Pereyra, F., Ramallo, E. y Tchilinguirian, P., 2003. Hoja Geológica 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta (1:250.000). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N°274, 109 p. Buenos Aires.
- González, A., Moya, C. y Impiccini, A., 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico-Cámbrico) de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 17 (2), 65-83.
- Ghosh, P., Sarkar, S. y Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology Volume*, 191 (1-2), 3-36. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.01.002>.
- Götze, H-J. y Kirchner, A. 1997. Interpretation of Gravity and Geoid in the Central Andes between 20° and 29°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2), 179-188.
- Götze H-J, Lahmeyer, B., Schmidt, S. y Strunk, S., 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20–25S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. See Reutter et al., 1994, p. 23–48.
- Green P., Duddy I., Laslett G., Hegarty K., Gleadow A.J. y Lovering J.F., 1989b. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology*, 79, 155–82.
- 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.
- Grist, A.M. y Ravenhurst, C.E., 1992a, Mineral separation techniques used at Dalhousie University. In Zentilli, M., and Reynolds, P.H. (Eds.), *Short course on low temperature thermochronology*, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 20, 203-209, Appendix 2.
- Grist, A.M. y Ravenhurst, C.E., 1992b, A step-by-step laboratory guide to fission-track thermochronology at Dalhousie University. In Zentilli, M., and Reynolds, P.H. (Eds.), *Short course on low temperature thermochronology*, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 20, 190-201, Appendix 1.
- Guenther, W., Reiners, P., Ketcham, R., Nasdala, L. y Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science*, 313, 145-198. doi: 10.2475/03.2013.01.

- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara en la Provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petrolíferas*, 10 (107), 451-496.
- Hajek, E. y Wolinsky, E., 2012. Simplified process modeling of river avulsion and alluvial architecture: Connecting models and field data. *Sedimentary Geology*, 257–260, 1-30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.005>.
- Harms, J. C. y Fahnestock, R. K., 1965. Stratification, Bed Forms, and Flow Phenomena (With an Example From the Rio Grande). En: Middleton, G. (ed) *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publi 12, 84-115.
- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sabel, E., Grave, M. y Schmitt, A.K., 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite fission track, apatite (U-Th)/He, K-feldspar $40 \text{ Ar}/39 \text{ Ar}$, and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, 360-363.
- Hauser, N., Matteini, M., Pimentel, M.M., Omarini, R., 2008. Petrology and LA-ICPMS U-Pb geochronology of volcanic rocks of the Lower Paleozoic rock units of the Central Andes, NW Argentina: implications for the evolution of Western Gondwana. 6° South American Symposium Isotope Geology, S.C. Bariloche, Argentina, 4 pp.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H. y Pimentel, M.M., 2010. Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NW Argentina. *Mineralogy and Petrology*, 100, 153-18. <https://doi.org/10.1007/s00710-010-0127-5>.
- Hein, F.J. y Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 562-570.
- Henriquez, S., DeCelles, P.G. y Carrapa, B., 2019. Cretaceous to middle Cenozoic exhumation history of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama basin, Northern Chile. *Tectonics*, 38 (2), 395-416. <https://doi.org/10.1029/2018TC005203>.
- Henriquez, S., DeCelles, P.G., Carrapa, B., Hughes, A., Davis, G. y Alvarado, P., 2020. Deformation history of the Puna plateau, Central Andes of northwestern Argentina. *Journal of Structural Geology*, 140, 104133. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104133>.
- Herbert, C., Jan, A., Amos, K. y Fielding, C., 2020. Unit bar architecture in a highly-variable fluvial discharge regime: Examples from the Burdekin River, Australia. *Sedimentology* 67, 576-605 doi: 10.1111/sed.12655.
- Herrera, C., Powell, J. y del Papa C. 2012. Un nuevo Dasypodidae (mammalia, xenarthra) de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 49 (2), 267-271. doi: 10.5710/AMGH.v49i2(502).
- Hongn, F., del Papa, C., 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, 271-274. doi: 10.1130/G23189A.1.
- Hongn, F., 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 (1-2), 38-53.
- Howard., J., 1996. The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology*, 40, 157-114. [0.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x)

- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E. y Perry, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 1. Mineralogical and chemical evidence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 725-737.
- Horton, B., 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonic*, 37 (2), 402-429. <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>.
- Hudson, P., 2005. Natural Levee. *Encyclopedia of Water Science* DOI: 10.1081/E-EWS-120038052 Copyright # 2005 by Taylor & Francis. All rights reserved.
- Huerta, P., Armenteros, I. y Silva, P.G., 2011. Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology*, 58, 1716-1736. doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01231.x.
- Hurford, A.J. y Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354.
- Hurford, A.J. y Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating: *Chemical Geology*, 41, 285-317.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Jour. Sed. Petrology*, 54, 103-I 16.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J.B., Schmitt, A.K. y Strecker, M.R., 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics*, 31, TC6006. doi:10.1029/2012TC003168.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orochne, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211-3231.
- James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82 (12), 3325-3346.
- Jopling, A.V. y Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research*, 38, 971-984.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20°-28° south latitude, in the American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 71(1), 49-64.
- Jordan, T.E., Flemings P.B. y Beer, J.A., 1988. Dating Thrust-Fault Activity by Use of Foreland-Basin Strata. En: Kleinspehn K.L. and C. Paola, *Frontiers in Sedimentary Geology: New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag New York Inc., 307-330.
- Karpeta, W.P., 1993. Sedimentology and gravel bar morphology in an Archaean braided river sequence; the Witpan Conglomerate Member (Witwatersrand Supergroup) in the Welkom Goldfield, South Africa. In: *Braided Rivers* (Eds J.L. Best and C.S. Bristow), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 369-388.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. y Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral*, 92, 799-810. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2007.2281>.
- Klein, C. y Hurlburt, C.S., 1996. *Manual de Mineralogía basada en la obra de Dana*. Cuarta edición, volumen I, 367 pp. Barcelona.

- Kleine, T., Mezger, K., Zimmermann, U., Münker, C. y Bahlburg, H., 2004. Crustal evolution along the early Ordovician proto-Andean margin of Gondwana: trace element and isotope evidence from the Complejo Igneo Pocitos (northwest Argentina). *The Journal of Geology*, 112 (5), 503-520
- 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), 1061.
- Kley, J., Monaldi, C.R. y Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94.
- Kley, J., Rossello, E.A., Monaldi, C.R. y Habighorst, B., 2005. Seismic and field evidence of Cretaceous normal faults, Salta rift, Northwest Argentina. *Tectonophysics*, 399, 155-172.
- Koukharsky, M., Torres Claro, R., Etcheverría, M., Vaccari, E. y Waisfeld, B., 1996. Episodios volcánicos del Tremadociano y del Arenigiano en Vega Pinato, Punasalteña, Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 5, 535-542.
- Kraus, M.J. y Gwinn, B., 1997. Facies and facies architecture of Palaeogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sediment. Geol.* 114, 33-54.
- Kraus, M.J., Wells, T.M., 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 28, 251-268.
- Letcher, A.J., 2007. Deformation history of the Susques basin (~23° S, 66° W), Puna Plateau, NW Argentina: New constraints by apatite (U–Th)/He thermochronology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, and implications for plateau formation in the central Andes. MSc Thesis, Stanford University, CA, U.S.A.
- López Steinmetz, R.L. y Galli, C.I., 2015. Basin development at the eastern border of the Northern Puna and its relationship with the plateau evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 244-259. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.07.017>.
- López Steinmetz, R.L., Salvic, S., García, M. G., Arnold Y., Béziat, D., Franco, G., Constantini, O., Córdoba, F. y Caffè, P., 2018. Northern Puna Plateau-scale survey of Li brine-type deposits in the Andes of NW Argentina. *Journal of Geochemical Exploration*, 190, 26-38. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.013>.
- López Steinmetz, R.L., Ávila, P y Dávila, F., 2020. Landscape and drainage evolution during the Cenozoic in the Salinas Grandes Basin, Andean Plateau of NW Argentina. *Geomorphology*, 353 (15), 107032. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107032>.
- 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 (Geologische Rundschau)*, 94, 94-113.
- Marshall, J., 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology*, 47, 325-342.
- McLaurin, B. y Steel, R., 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology*, 197, 291-311. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.10.005.
- Méndez, V., 1973. Geología de la comarca de Mina Aguilar y alrededores, Dpto. de Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4), 319-330.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308.

- Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 482 pp.
- Monaldi, C.R., Salfity, J.A, Vitulli, N. y Ortiz, A., 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza. Actas, 3, 55-64.
- Monaldi, C.R., Salfity, J.A. y Kley, J., 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics*, 27, TC1011, doi:10.1029/2006TC001993.
- Montero López, C., del Papa, C., Hongn, F., Strecker, M. y Aramayo, A., 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, doi: 10.1111/bre.12212.
- Moore, D.M. y Reynolds Jr., R.C., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, 332 pp.
- Moya, M.C., 1988. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Universidad Nacional de Salta. Facultad de Ciencias naturales. Tesis Doctoral, 368 pp. (inérito).
- Moya, M.C., 2008. El Paleozoico Inferior en el noroeste argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.) Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17º Congreso Geológico Argentino (Jujuy), 74-84.
- Moya, M.C., Scasso, R., Castro, L y Fazio, A.M., 2012. Los fosfatos en el Ordovícico del Norte Argentino. XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio, Salta, 145-167.
- Mrinjek, E., Sremac, J. y Velic, J., 2006. Pliocene alluvial sediments in the Drava Depression of the Virovitic–Slantina area, Northern Croatia. *J. Geol. Cro.*, 59, 65-84.
- Nanson, G.C., Rust, B.R. y Taylor, G. 1986. Coexistent mud braids in an arid-zone river: Coper Creek, central Australia. *Geology*, 14, 175-178.
- Nanson, G. y Croke, J., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, 459-486.
- North, C. y Davidson, S., 2012. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 111, 199-223. doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.008.
- Obermeier, S.F., 2009. Using Liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. *Paleoseismology. International Geophysics*, 95. [http://dx.doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95007-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95007-0).
- Omarini, R.H., Gioncada, A., Vezzoli, L., Mazzuoli, R., Cristiani, C. y Sureda, R.J., 2013. The Aguilar pluton (23°12' S–65°40' W; NW Argentina): Petrological implications on the origin of the Late Jurassic intra plate magmatism in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 55-71. doi:10.1016/j.jsames.2013.06.002.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Viktor, P. y Schemmann, K., 2006. Deformation of the central Andean upper-plate system: Facts, fiction, and constraints for plateau models, in *Deformation Processes of the Andes*, vol. 1, edited by O. Oncken et al., 3-28, Springer, Berlin.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 29, 11–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02>.

- Owen, G. y Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235, 141–147. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>.
- Palma, M., Parica, P. y Ramos, V., 1986. El granito de Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4), 414-419.
- Paredes, J.M., Hudecek, R., Foix, N., Rodriguez, J.F. y Nillni, A., 2003. Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la cuenca del golfo San Jorge, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 10 (2), 81-101.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Fm. Pozuelos de la Puna, Salta. *Ameghiniana*, 20, 265-280.
- Pascual, R., Vucetich, M. y Fernández, J., 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Ameghiniana*, 15 (3-4), 366-390.
- Pearson, D.M., Kapp, P., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Pullen, A., Otamendi, J.E. y Alonso, R.N., 2012. Major Miocene exhumation by fault-propagation folding within a metamorphosed, early Paleozoic thrust belt: Northwestern Argentina. *Tectonics*, 31, TC4023, doi:10.1029/2011TC003043.
- Pettijohn, F.J., 1980. Rocas sedimentarias. Eudeba. Buenos Aires.
- Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R., 1987. Sand and sandstone, Springer – Verlag, New York, Segunda edición.
- Pingel, H., Strecker, M., Alonso, R. y Schmitt, A., 2013. Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~24°S). *Basin Research*, 25, 554–573. doi: 10.1111/bre.12016.
- Pingel, H., Deeken A., Letcher A.J., Coutand I. Alonso R.N., Dumitru T., Riller U., Sobel E.R. y Strecker M.R. (en Preparación). Late Cenozoic exhumation and landscape development in the intermontane Pastos Chicos Basin, Puna Plateau, NW Argentina.
- Pizzuto, J., 1987. Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology*, 34, 301-317
- Pizzuto, J., Moody, J. y Meade, R., 2008. Anatomy and dynamics of a floodplain, Powder River, Montana, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 16-28. 10.2110/jsr.2008.005
- Potter, P. y Pettijohn, F., 1963. Paleocurrents and Basins Analysis. Academic Press, New York, N. Y., 296 pp.
- Powell, J.E., Babot, M.J., García López, D.A., Deraco, M.V. y Herrera, C.M., 2011. Eocene vertebrates of north-western Argentina: annotated list. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, 349-370, Salta.
- Ramos, V.A. y Aleman, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In: *Tectonic evolution of South America* (Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; editors). International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, 635-685.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- Reiners, P.W. y Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 419-466.

- Reiners, P.W. y Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 (3-4), 413-420. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00341-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00341-7).
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. y Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1857-1887. doi: 10.1016/j.gca.2003.10.021.
- Reiners, P.W., Thomson, S.N., Vernon, A., Willett, S.D., Zattin, M., Einhorn, J., Gehrels, G., Quade, J., Pearson, D., Murray, K.E. y Cavazza, W., 2015. Low-temperature thermochronologic trends across the central Andes, 21°S–28°S *Geological Society of America Memoirs*, doi: 10.1130/2015.1212(12).
- Reinfields, I.V., 1991. The characteristics and formation of braided-river floodplains, Waimakarirs River, New Zealand, B.Sc. Thesis, University of Wollongong.
- Reinhardt, J. y Sigleo, W.R., 1988. Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications. The Geological Society of America, Inc, Reston, 216 pp.
- Retallack, G.J., 1990. Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology. Urwin Hyman, Inc., Londres, 520 pp.
- Roberts, E.M., 2007. Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah. *Sediment. Geol*, 197, 207-233.
- Rubiolo, D., 1999. Esquema de evolución tectono sedimentaria para las Cuencas Cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° O a 23° S), Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, v. 32 (1-2): 77-92.
- Ruffell, A., Price, G., Mutterlose, J. y Kessels, K., 2002. Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nannofossils, stable isotopes) compared from two successions in the Late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia). *Geological Journal*, 37 (1), 17 - 33. doi: 10.1002/gj.903.
- Ruíz Huidobro, O.J., 1975. Descripción geológica de la hoja 12c, Laguna Helada. Provincia de Catamarca. Boletín N° 146, Ministerio de Economía, Secretaria de Estado de Recursos Naturales y Ambiente Humano, Subsecretaria de Minería. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Rust, B.R. y Nanson, G.C., 1989. Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. *Sedimentology*, 36, 291–306.
- Sabino García, I.F., 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral. Inédita.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.): *Cretaceous tectonics of the Andes*, 266-315.
- Sánchez, M.C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, 214 p., Salta.
- Sánchez, M.C. y Salfity, J.A., 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleo geográfico. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 123-139.
- Sánchez, M.L., Heredia, S. y Calvo, J.O., 2006. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), departamento confluencia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1), 03-18.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. y Holbrook, J., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.

- Seggiaro, R.E., Becchio, R., Bercheñi, V. y Ramallo, L., 2015. Hoja Geológica 2366-III Susques, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N°414, 103pp. Buenos Aires.
- Siks, B. y Horton, B., 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics*, 30, TC6017, doi:10.1029/2011TC002944.
- Slingerland, R. y Smith, N., 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 257-285.
- Smith, G., 1986. Coarsed-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and deposition process. *Geological Society of American, Bulletin*, 97, 1-10.
- Smith, N.D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 81, 205-223.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. y Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, 1-23.
- Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1271-1280.
- Sobel, E.R y Seward, D., 2014. Influence of etching conditions on apatite fission-track etch pit diameter. *Chemical Geology*, 271, 59-69. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.12.012.
- Sobolev, S. y Babeyko, A., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33, 617-620.
- Starck, D., 1999. Evolución Estratigráfica Sedimentaria de la Cuenca Tarija. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino*, 1, 227-234. Salta.
- Stingl, W., 1947. Estudio geológico de la zona de Casa Grande (Departamento de Humahuaca), provincia de Jujuy. Tesis inédita, Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- Strecker, M.R., Mulch, A., Uba, C.E., Schmitt, A.K. y Chamberlain, C.P., 2007. Climate change in the southern central Andes at 8 Ma. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 71 (15), A980.
- Strecker, M., Hilley, G., Bookhagen, B. y Sobel, E., 2011. 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. doi: 10.1002/9781444347166.ch25.
- Susana Henríquez, *Journal of Structural Geology*, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104245>
- Taylor, A. M., y Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric: *Journal of the Geological Society of London*, 150, 141-148.
- Toselli, A.J., 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica*, 4, 181-197.
- Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J., 1982. Metamorfismo de la Formación Puncoviscana en las provincias de Salta y Tucumán, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II*, 37-52.
- Toselli, A. y Weber, K., 1982. Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina. Valor de la cristalinidad de la illita como índice. *Acta Geológica Lilloana* 16 (1), 187-200.

- Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15, 15-39.
- Turner, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. *Geol. Rdsch.* 59:1028-1053. Stuttgart.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. *Boletín Nacional de Ciencias*, 51(1-2), 11-24.
- Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdán, J.J. y Peroni, G.O., 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. In: Buchanan, J.G. and Buchanan, P.G. (Eds.): Basin Inversion. Geological Society of London Special Publication, 88, 211-233.
- Viera, O.V., 1984. Geología de la comarca de Eureka. Departamento Santa Catalina, Provincia de Jujuy. Plan NOA-I. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. 574 (214), 1-183 (inédito).
- Viramonte, J., Alonso, R. y Gutierrez, R., 1984. Génesis del litio en salares de la Puna Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3, 471-481. VII (Fe de erratas, 1985): 489, Buenos Aires.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J y Arribas, A., 2004. Condicionantes geológicos para la génesis de un yacimiento de grandes mamíferos: Fonelas P-1 (límite Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3): 551-566 ISSN: 0366-0176.
- Voldman, G.G., Albanesi, G.L., Monaldi, C.R. y Zeballo, F.J., 2013. An Early Ordovician conodont fauna from the Santa Rosita Formation at its type area in the Santa Victoria Range, Cordillera Oriental, Northwestern Argentina. *Stratigraphy*, 10 (4), 301-322.
- Wagner, G.A. y Van den Haute, P., 1992. Fission-track Dating: Stuttgart, Enke Verlag - Kluwer Academic Publishers. 285 pp.
- Wakelin-King, G.A. y Webb, J.A., 2007. Upper-Flow-Regime Mud Floodplains, Lower-Flow Regime Sand Channels: Sediment Transport and Deposition in a Drylands Mud-Aggregate River. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 702-712. doi. 10.2110/jsr.2007.074
- Wentworth, C.U., 1922. A scale of grade terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30 (5), 377-392.
- Whitman, D., Isacks, B. y Kay, S., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau: Topography, tectonics, and timing. *Tectonophysics*, 259, 29-40.
- Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsch, W., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. y Viramonte, J., 1994. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: Reutter K.J., Scheuber E., Wigger P.J. (eds). *Tectonics of the Southern Central Andes*, 23-48. Springer, Berlin, Heidelberg https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2_2.
- Zandt, G., Velasco, A. y Beck, S., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, 22, 1003-6.
- Zandt, G., Beck, S., Ruppert, S., Ammons, C., Rock, D., Minaya, E., Wallace, T. y Silver, P., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters*, 23, 1159-62. <https://doi.org/10.1029/96GL00967>.

Zapettini, E., 1989. Geología y Metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres. Provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. Ph.D. Thesis, Universidad de Buenos Aires, 180 p.

Zappettini, E., 2008 a. Plutonismo Paleozoico inferior en la Puna Oriental. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy): 134 - 139.

Zappettini, E., 2008 b. Plutonismo Mesozoico en Jujuy. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy): 244 - 253.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J. y Kay, S., 2014. Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited *Int. J. Earth Sci.*, 103 (4) 1023-1036.

Apéndice



9 Apéndice

9.1 Tabla A

Componentes minerales y fragmentos de roca observados y contabilizados en areniscas medianas		
	CUARZO	OBSERVACIONES
CÓDIGO	NOMBRE	
Qm	cuarzo monocristalino	morfologías angulares, subangulares a subredondeadas
Qmr	cuarzo monocristalino con extinción recta	
Qmo	cuarzo monocristalino con extinción ondulosa	
Qme	cuarzo monocristalino engolfado	
Qpt	cuarzo policristalino	
Qpf	cuarzo policristalino foliado	granos estirados o deformados
Qpg	cuarzo policristalino grueso	≥ 3 componentes
Qpfn	cuarzo policristalino fino	
	FELDESPATOS	
F*	Feldespatos total	
K	feldespato alcalino	Incluye ortosa, microclino
P	plagioclasa	característico maclado polisintético
KP	Pertita y feldespato con textura gráfica	
L	LÍTICOS INESTABLES	
S	sedimentarios	

Ca	caliza	amarillentas con oolitas en su interior
Ar	arenisca	
ArQ	areniscas cuarzosa / cuarcita?	
Pe	pelita	
M	metamórficos	Presentan metamorfismo bajo
Mp	metapelita	preserva relictos de la textura primaria de sus protolitos.
Or	Ortoacuacitas	
Fta	filita	Mayor desarrollo de micas orientadas
I	ígneos	
V	volcánico	textura porfídica y lathwork
Plu	plutónico	cuarzo asociado a K y P
X	líticos alterados	Granos inestables que por su grado de meteorización o tamaño de grano no permiten diferenciarlos de los otros tipos de líticos.
	CEMENTO	
Cbn	carbonato	Calcita esparítica y microesparítica
Hem	hematita	
Arc	arcillas	
Cht	chert	
Y	yeso	
	MATRIZ	
	ACCESORIOS	Opacos, oolitas, muscovita, Diópsido.

9.2 Tabla B

		SECCIÓN INFERIOR											
Parámetros	Qda	Larga								RG		V	
	Muestra	2.15	18.15	20.15	26.15	27.15	31.16	34.16	35.16	41.16	42.16	81.18	
Cuarzo	Qmr	193	175	186	175	155	147	175	145	144	161	178	
	Qmo	33	25	20	9	11	17	8	15	4	27	26	
	Qme	0	0	0	0	1	0	7	5	0	0	0	
	Qpf	3	1	0	2	1	4	2	7	1	3	3	
	Qpg	18	12	20	15	20	10	10	18	7	29	17	
	Qpfn	2	7	5	3	4	0	6	9	3	4	0	
Feldespatio	K	12	8	6	15	23	22	11	7	14	31	8	
	P	22	21	32	24	19	10	8	8	11	26	7	
	KP	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	
Líticos	S	Ca	0	0	0	0	0	0	12	19	0	0	0
		Ar	1	3	4	8	4	22	12	6	7	4	10
		ArQ	12	9	4	12	27	52	23	39	13	16	21
		Pe	4	20	17	14	6	35	17	11	6	1	24
	M	Mp	10	11	20	29	23	5	12	14	0	9	9
		Fta	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	I	V	0	0	0	4	7	1	8	13	0	5	11
		Plu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X		0	0	0	3	0	2	1	5	0	0	0	
Otros	Cemento	Cbn	20	13	15	21	27	1	13	16	30	17	7
		Hem	11	32	12	15	13	14	14	7	8	7	13
		Arc	5	4	3	1	4	1	2	0	2	2	1
		Cht	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	3
		Y	0	1	0	0	4	1	0	0	0	0	0
	Matriz		0	2	0	0	0	1	7	4	0	0	4
	Accesorios		4	6	6	0	1	0	2	0	0	7	8
Conteo total de puntos		350	350	350	350	350	350	350	350	250	350	350	
conteo sin otros y X		310	292	314	310	301	328	311	316	210	317	314	

Cuarzo	71%	63%	66%	58%	55%	51%	59%	57%	64%	64%	64%
Feldespatio	10%	8%	11%	11%	12%	10%	5%	4%	10%	17%	4%
Lítico	8%	12%	13%	20%	19%	34%	24%	31%	10%	10%	21%
Cemento	10%	14%	9%	11%	14%	5%	8%	7%	16%	7%	7%
Matriz	0%	1%	0%	0%	0%	0%	2%	1%	0%	0%	1%
Accesorios	1%	2%	2%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	2%	2%

9.3 Tabla C

		SECCIÓN INFERIOR											
		Qda	Larga							RG	V		
Parámetros	Muestra	2.15	18.15	20.15	26.15	27.15	31.16	34.16	35.16	41.16	42.16	81.18	
Cuarzo	Qmr	62%	60%	59%	56%	51%	45%	56%	46%	69%	51%	57%	
	Qmo	11%	9%	6%	3%	4%	5%	3%	5%	2%	9%	8%	
	Qme	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	2%	0%	0%	0%	
	Qpf	0%	0%	0%	1%	0%	1%	1%	2%	0%	1%	1%	
	Qpg	6%	4%	6%	5%	7%	3%	3%	6%	3%	9%	5%	
	Qpfn	1%	2%	2%	1%	1%	0%	2%	3%	1%	1%	0%	
Feldespato	K	4%	3%	2%	5%	8%	7%	4%	2%	7%	10%	3%	
	P	7%	7%	10%	8%	6%	3%	3%	3%	5%	8%	2%	
	KP	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	
Líticos inestables (L)	S	Ca	0%	0%	0%	0%	0%	0%	4%	6%	0%	0%	0%
		Ar	0%	1%	1%	3%	1%	7%	4%	2%	3%	1%	3%
		ArQ	4%	3%	1%	4%	9%	16%	7%	12%	6%	5%	7%
		Pe	1%	7%	5%	5%	2%	11%	5%	3%	3%	0%	8%
	M	Mp	3%	4%	6%	9%	8%	2%	4%	4%	0%	3%	3%
		Fta	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
	I	V	0%	0%	0%	1%	2%	0%	3%	4%	0%	2%	4%
		Plu	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
total Q-F-L (sin X)		310	292	314	310	301	328	311	316	210	317	314	
Q		79%	75%	74%	66%	64%	54%	67%	63%	76%	71%	71%	
Qm *		92%	91%	89%	90%	87%	92%	91%	83%	93%	84%	91%	
Qp*		8%	9%	11%	10%	13%	8%	9%	17%	7%	16%	9%	
Ff		11%	10%	12%	13%	14%	10%	6%	5%	12%	18%	5%	
L		9%	15%	14%	22%	22%	35%	27%	32%	12%	11%	24%	
Qm: Qmr+Qmo+Qme		73%	68%	66%	59%	55%	50%	61%	52%	70%	59%	65%	
Lt: L+ QP (Qpf +Qpg +Qpfn)		15%	22%	22%	28%	31%	40%	33%	43%	18%	22%	30%	
Lm (M + Qpf)		3%	4%	6%	10%	8%	3%	5%	7%	0%	4%	4%	
Ls (Σ S)		5%	11%	8%	11%	12%	33%	21%	24%	12%	7%	18%	
Lv		0%	0%	0%	1%	2%	0%	3%	4%	0%	2%	4%	
total		9%	15%	14%	22%	23%	37%	28%	34%	13%	12%	25%	
rec. Lm		37%	27%	44%	45%	35%	8%	16%	19%	4%	32%	15%	
rec. Ls		63%	73%	56%	49%	54%	91%	74%	69%	96%	55%	71%	
rec.Lv		0%	0%	0%	6%	10%	1%	9%	12%	0%	13%	14%	

9.4 Tabla D

		SECCIÓN MEDIA					SECCIÓN SUPERIOR						
		Qda	V			RG		RG					V
Parámetros	Muestra	83.18	86.18	90.18	44.16	647	48.16	50.16	51.16	68.18	71.18	89.18	
Cuarzo	Qmr	152	146	156	138	115	106	142	103	138	100	137	
	Qmo	18	17	19	13	20	3	6	21	17	17	20	
	Qme	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	1	
	Qpf	2	8	1	0	7	10	5	9	7	13	10	
	Qpg	10	15	14	15	16	21	15	8	9	12	15	
	QPfn	0	10	0	6	11	10	4	9	3	7	5	
Feldespatos	K	15	17	3	35	27	26	20	23	26	42	16	
	P	7	10	8	26	12	2	10	7	23	15	6	
	KP	0	0	0	0	0	4	1	0	0	0	0	
Líticos	S	Ca	0	0	0	0	36	0	15	14	2	4	4
		Ar	7	15	7	14	4	23	8	17	16	19	5
		ArQ	33	32	37	28	34	56	40	43	19	34	42
		Pe	28	16	24	2	20	16	30	22	22	34	24
	M	Mp	18	18	23	21	18	12	10	19	5	18	9
		Fta	0	4	3	0	0	0	0	0	0	0	0
	I	V	15	12	4	6	12	11	3	10	6	5	5
		Plu	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
	X		0	0	0	3	0	3	0	5	0	1	0
Otros	Cemento	Cbn	23	8	27	19	12	25	26	17	34	26	27
		Hem	14	8	13	18	2	4	2	6	12	2	14
		arc	2	8	2	6	4	14	9	8	11	1	3
		Cht	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
		Y	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Matriz		2	0	6	0	0	0	0	0	0	0	2
	Accesorios		1	4	1	0	0	4	4	6	0	0	5
Conteo total de puntos		350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	
Conteo sin Otros y X		305	322	299	304	332	300	309	308	293	320	299	

Cuarzo	52%	57%	54%	49%	48%	43%	49%	43%	50%	43%	54%
Feldespatos	6%	8%	3%	17%	11%	9%	9%	9%	14%	16%	6%
Lítico	29%	28%	28%	21%	35%	35%	30%	38%	20%	33%	25%
Cemento	12%	7%	13%	12%	5%	12%	11%	9%	16%	8%	13%
Matriz	1%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%
Accesorios	0%	1%	0%	0%	0%	1%	1%	2%	0%	0%	1%

9.5 Tabla E

		SECCIÓN MEDIA					SECCIÓN SUPERIOR						
		Qda	V			RG		RG					V
Parámetros	Muestra	83.18	86.18	90.18	44.16	647	48.16	50.16	51.16	68.18	71.18	89.18	
Cuarzo	Qmr	50%	45%	52%	45%	35%	35%	46%	33%	47%	31%	46%	
	Qmo	6%	5%	6%	4%	6%	1%	2%	7%	6%	5%	7%	
	Qme	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	
	Qpf	1%	2%	0%	0%	2%	3%	2%	3%	2%	4%	3%	
	Qpg	3%	5%	5%	5%	5%	7%	5%	3%	3%	4%	5%	
	QPfn	0%	3%	0%	2%	3%	3%	1%	3%	1%	2%	2%	
Feldespatos	K	5%	5%	1%	12%	8%	9%	6%	7%	9%	13%	5%	
	P	2%	3%	3%	9%	4%	1%	3%	2%	8%	5%	2%	
	KP	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	
Líticos inestables (L)	S	Ca	0%	0%	0%	0%	11%	0%	5%	5%	1%	1%	1%
		Ar	2%	5%	2%	5%	1%	8%	3%	6%	5%	6%	2%
		ArQ	11%	10%	12%	9%	10%	19%	13%	14%	6%	11%	14%
		Pe	9%	5%	8%	1%	6%	5%	10%	7%	8%	11%	8%
	M	Mp	6%	6%	8%	7%	5%	4%	3%	6%	2%	6%	3%
		Fta	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
	I	V	5%	4%	1%	2%	4%	4%	1%	3%	2%	2%	2%
		Plu	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%
	Total Q-F-L (sin X)		305	322	299	304	332	300	309	308	293	320	299
	Q		60%	61%	64%	57%	51%	50%	56%	49%	59%	47%	63%
Qm*		93%	83%	92%	88%	80%	73%	86%	83%	89%	79%	84%	
Qp*		7%	17%	8%	12%	20%	27%	14%	17%	11%	21%	16%	
Ff		7%	8%	4%	20%	12%	11%	10%	10%	17%	18%	7%	
L		33%	30%	33%	23%	37%	39%	34%	41%	24%	36%	30%	
Qm:Qmr + Qmo+Qme		56%	51%	59%	50%	41%	36%	48%	41%	53%	37%	53%	
Lt:L+QP (Qpf+Qpg+Qpfn)		37%	40%	38%	30%	48%	53%	42%	50%	30%	46%	40%	
Lm (M+Qpf)		7%	9%	9%	7%	8%	7%	5%	9%	4%	10%	6%	
Ls (\sum S)		22%	20%	23%	14%	28%	32%	30%	31%	20%	28%	25%	
Lv		5%	4%	1%	2%	4%	4%	1%	3%	2%	2%	2%	
total		34%	33%	33%	23%	39%	43%	36%	44%	26%	40%	33%	
rec. Lm		19%	29%	27%	30%	19%	17%	14%	21%	16%	24%	19%	
rec.Ls		66%	60%	69%	62%	72%	74%	84%	72%	77%	72%	76%	
rec. Lv		15%	11%	4%	8%	9%	9%	3%	7%	8%	4%	5%	

9.6 Tabla F

Sector	inferior				medio				Superior					
Qda	L	L	L	RG	V	RG	RG	RG	V	V	RG	RG	RG	RG
Parámetros	33	38	39	2016	636	29	30	33	638	643	36	39	40	42
Cuarzo	25	33	16	13	11	18	18	9	11	7	19	11	8	6
Ortocuarcita	20	10	8	11	12	24	12	7	20	7	26	16	6	4
Metapelita y metacuarcita	55	70	59	42	60	23	30	55	73	60	47	55	35	39
Arenisca roja	0	22	3	3	6	5	3	7	9	5	8	7	18	19
Arenisca blanca	0	0	0	0	1	0	0	0	3	6	3	4	5	12
Arenisca calcárea	0	0	0	0	2	0	0	0	0	6	0	0	0	0
Caliza	38	23	7	2	0	7	13	10	2	3	15	10	21	11
Volcanita	5	6	6	17	14	0	4	19	11	48	0	11	34	36
Granito	7	9	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
<i>total</i>	150	173	100	88	106	77	80	107	129	142	118	114	129	127

9.7 Tabla G

Parámetros														
Cuarzo	17%	19%	16%	15%	10%	23%	23%	8%	9%	5%	16%	10%	6%	5%
Ortocuarcita	13%	6%	8%	13%	11%	31%	15%	7%	16%	5%	22%	14%	5%	3%
Metapelita y metacuarcita	37%	40%	59%	48%	57%	30%	38%	51%	57%	42%	40%	48%	27%	31%
Arenisca roja	0%	13%	3%	3%	6%	6%	4%	7%	7%	4%	7%	6%	14%	15%
Arenisca blanca	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	2%	4%	3%	4%	4%	9%
Arenisca calcárea	0%	0%	0%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	4%	0%	0%	0%	0%
Caliza	25%	13%	7%	2%	0%	9%	16%	9%	2%	2%	13%	9%	16%	9%
Volcanita	3%	3%	6%	19%	13%	0%	5%	18%	9%	34%	0%	10%	26%	28%
Granito	5%	5%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	0%
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100%	100	100	100	100
	%	%	%	%	%	%	%	%	%		%	%	%	%

9.8 Tabla H

cálculo de parámetros por sector									
Parámetro	Inferior		medio		superior		MEDIO-SUPERIOR		
Cuarzo	87	17%	56	15%	62	8%	118	10%	
Ortocuarcita	49	10%	55	15%	79	10%	134	12%	
Metapelita y metacuarcita	226	44%	168	45%	309	41%	477	42%	
Arenisca roja	28	5%	21	6%	66	9%	87	8%	
Arenisca blanca	0	0%	1	0%	33	4%	34	3%	
Arenisca calcárea	0	0%	2	1%	6	1%	8	1%	
Caliza	70	14%	30	8%	62	8%	92	8%	
Volcanita	34	7%	37	10%	140	18%	177	16%	
Granito	17	3%	0	0%	2	0,3%	2	0,2%	
total	511	100%	370	100%	759	100%	1129	100%	

9.9 Tabla I

SECTOR INFERIOR												
parámetros												
Ortocuarcita		49			Metapelitas, metacuarcitas y ortocuarcitas precámbricas y paleozoicas					275	54%	
Metapelita y metacuarcita		226			Volcanitas paleozoicas					34	7%	
Arenisca roja		28			calizas cretácicas					70	14%	
Arenisca blanca		0			areniscas cretácicas-paleógenas					28	5%	
Arenisca calcárea		0			rocas plutónicas jurásicas-cretácicas					104	20%	
Caliza		70			totales					511		
Volcanita		34										
Granito		17										
Cuarzo		87										
total		511										
SECTOR MEDIO-SUPERIOR												
parámetros												
Ortocuarcita	134	12%			Metapelitas, metacuarcitas y ortocuarcitas precámbricas y paleozoicas					611	54%	
Metapelita y metacuarcita	477	42%			Volcanitas paleozoicas					177	16%	
Arenisca roja	87	8%			calizas cretácicas					92	8%	
Arenisca blanca	34	3%			areniscas cretácicas-paleógenas					129	11%	
Arenisca calcárea	8	1%			rocas plutónicas jurásicas-cretácicas					120	11%	
Caliza	92	8%			totales					1129	100%	
Volcanita	177	16%										
Granito	2	0%										
Cuarzo	118	10%										
total	1129	100%										

9.10 Tabla J

Muestra	Alícuota	Mineral	Edad	$\pm 1\sigma$	U	Th	e[U]	^{147}Sm	Th / ^{238}U	He	Ft	ESR
			Ma	Ma	ppm	ppm	ppm	ppm		nmol/g		μm
GA2	181961	Circón	10,8	0,1	5282,7	2776,3	5935,1	4,9	0,5	231,6	0,67	36
	181964	Circón	18,0	0,2	2470,9	1420,7	2804,7	2,8	0,6	192,2	0,70	40
	181965	Circón	17,1	0,3	3648,3	2255,4	4178,3	3,9	0,6	250,8	0,65	34
	171370	Apatita	9,6	1,0	12,8	25,6	18,8	32,5	2,1	0,50	0,51	30
P1A	171371	Apatita	8,3	1,0	11,6	64,2	26,6	11,4	5,7	0,70	0,57	34
	171384	Apatita	8,1	17,6	0,6	2,2	1,1	0,0	4,0	0,0	0,51	30
	171430	Apatita	9,9	0,7	24,6	21,3	29,6	17,5	0,9	1,0	0,61	38
Pg1B	171435	Apatita	9,4	0,4	13,2	32,4	20,8	28,8	2,5	0,7	0,66	44
	171436	Apatita	11,3	0,3	18,3	60,9	32,6	37,9	3,4	1,4	0,72	53
SV1A	171437	Apatita	8,6	1,0	7,4	49,0	18,9	13,7	6,9	0,5	0,52	31
	171438	Apatita	8,6	0,5	29,1	56,7	42,4	20,7	2,0	1,2	0,59	36
	171439	Apatita	7,7	2,2	3,8	38,4	12,8	19,1	10,6	0,3	0,48	29
	171444	Apatita	11,2	1,3	3,5	52,5	15,9	33,6	15,3	0,5	0,55	33

	171445	Apatita	13,7	1,4	11,9	21,2	16,9	28,3	1,8	0,7	0,55	33
	181966	Circón	146,5	1,7	276,5	191,6	321,5	0,5	0,7	195	0,76	51
	181968	Circón	140,6	1,8	1007,8	447,4	1112,9	0,7	0,5	585,9	0,69	38
GF2	181969	Circón	124,0	1,7	753,3	535,7	879,1	2,2	0,7	397,2	0,67	36

9.11 Tabla K

Muestra	alícuotas	Edad AHe	Edad Promedio	desviacion estándar	20% de la edad promedio	Muestras descartadas	
P1A	171371	9,6	9,3	0,85	1,85		
	171384	8,3					
	171430	9,9					
Pg1B	171435	9,4	10,4	1,34	2,07		
	171436	11,3					
SV1A	171437	8,6	8,3	2,47	1,99		
	171438	8,6		1,5	1,8		
	171439	7,7		0,5	1,66		
	171444	11,2		9,0			x
	171445	13,7		10,0			x