



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

“Composición de las arenas del tramo medio del Río San Antonio (Valle de Punilla, Córdoba). Aplicación a la caracterización de áreas de aporte de basamento cristalino”



Autora: Leila Sulaisman

Directora: Dra. Patricia Lucía Ciccioli

Codirector: Dr. Carlos Oscar Limarino

- 2023 -

Resumen

Este Trabajo Final de Licenciatura tiene como área de estudio la región del Valle de Punilla, noroeste de la pcia. de Córdoba, dentro de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales. Los objetivos principales son la descripción geológica del área de estudio y el análisis composicional y de procedencia de los sedimentos del río San Antonio. Respecto al primer objetivo, se realizó la identificación y caracterización de los afloramientos de basamento cristalino y su correspondiente cobertura sedimentaria cuaternaria, estableciéndose que la zona corresponde a un valle en un ambiente de antepaís fracturado con bloques de basamento ígneo-metamórfico elevados. A su vez, la presencia de sedimentos modernos se da con distribución discontinua y tienen su origen en los procesos fluviales que dominan la región.

Se confeccionaron mapas a escala 1:40.000 que muestran la presencia de afloramientos de dos tipos de basamento: rocas metamórficas de alto y mediano grado pertenecientes al Complejo metamórfico Sierra Chica y granitoides del Complejo granítico Achala. Por otro lado, dentro de depósitos fluviales antiguos fueron identificadas 4 alonidades.

En cuanto al análisis de procedencia de los sedimentos del río San Antonio, se tomaron muestras de arena y grava a lo largo del cauce del río, así como también de las áreas fuente, previamente conocidas. El conteo de individuos en las arenas se llevó a cabo según la metodología de Gazzi-Dickinson. Se identificaron un total de 19 componentes modales para las arenas: Qmr, Qmo, Qpg, FK, Plg, Mc, Lv, Lp, Lsci, Lsce, Lmm, Lmqm, Lmq, Lmqf, Lmag, Lmgr, Lmgn, Lg, M; y 5 componentes modales para las gravas: Q, FK, Lma, Lmb, Lg. Las arenas corresponden a litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, mientras que las gravas fluviales son polímicíticas y arcósicas

El estudio de procedencia de las arenas fluviales fue realizado teniendo en cuenta la naturaleza de las áreas fuente y la influencia de los métodos de análisis y clasificación. Se evaluaron dos técnicas diferentes: el método de Gazzi-Dickinson y el de regeneración de modas. Este último demostró ser el más apropiado para la identificación de distintas zonas de aporte en áreas dominadas por basamento cristalino.

Se determinó que una de las principales limitaciones de la clasificación propuesta por Dickinson *et al.* (1983) es que el reconocimiento del ambiente tectónico de origen está claramente influenciado por el método de conteo utilizado y no sólo por la composición de las muestras, lo que implica que el tratamiento de datos puede llevar a una interpretación errónea de los resultados. Por otro lado, la metodología de conteo Gazzi-Dickinson puede enmascarar el origen de los minerales que provienen de fragmentos líticos, al considerarlos como monominerales. Este hecho puede ser influyente cuando los porcentajes de fragmentos líticos de texturas gruesas presentes son elevados.

Por este motivo, se estudió la ocurrencia de los tipos de fragmentos líticos para obtener una idea acertada del verdadero ambiente tectónico de la fuente de aporte y se realizó un análisis estadístico con el fin de determinar la influencia de los minerales accesorios en el entendimiento de las áreas fuente, debido al elevado porcentaje presente en las muestras. Los estudios plasman que estos minerales poseen una marcada influencia en la determinación de las similitudes entre las muestras del área fuente y aquellas tomadas río abajo.

Contenidos

1. Introducción	6
1.1 <i>Objetivos</i>	6
1.2 <i>Ubicación</i>	6
1.3 <i>Antecedentes</i>	8
2. Metodología.....	10
2.1 <i>Trabajo de gabinete inicial</i>	10
2.2 <i>Trabajo en campo</i>	11
2.3 <i>Trabajo en laboratorio</i>	13
2.4 <i>Trabajo de gabinete final</i>	14
3. Marco tectónico	16
3.1 <i>Ciclo orogénico Pampeano</i>	18
3.2 <i>Ciclo orogénico Famatiniano</i>	18
3.3 <i>Ciclo orogénico Achaliano</i>	19
3.4 <i>Magmatismo mesozoico</i>	19
3.5 <i>Ciclo orogénico Andino</i>	20
4. Estratigrafía	21
4.1 <i>Precámbrico – Paleozoico Inferior</i>	21
4.1.1 <i>Neoproterozoico - Cámbrico</i>	21
4.2 <i>Paleozoico Medio - Superior</i>	29
4.2.1 <i>Devónico - Carbonífero</i>	29
4.3 <i>Cenozoico</i>	32
4.3.1 <i>Cuaternario</i>	32
4.3.1.1 <i>Pleistoceno</i>	34
4.3.1.2 <i>Holoceno</i>	37
5. Geomorfología	40
5.1 <i>Subregión del macizo de Sierra Grande</i>	42
5.2 <i>Subregión del macizo de Sierra Chica</i>	43
5.3 <i>Subregión de los valles estructurales</i>	44
5.3.1 <i>Piedemonte</i>	45
5.3.2 <i>Depósitos aluviales</i>	46

6. Modas detríticas.....	50
6.1 Composición modal de arenas	50
6.1.1 Clasificación composicional de las arenas	65
6.1.2 Composición modal de líticos.....	66
6.2 Composición modal de gravas	67
6.2.1 Clasificación de psefitas.....	69
7. Análisis de procedencia	70
7.1 Metodología de clasificación de Dickinson et al. (1983).....	70
7.1.1 Clasificación de Dickinson et al. (1983).....	71
7.2 Análisis estadísticos: La importancia de los minerales accesorios	74
8. Conclusiones	77
9. Bibliografía	79
Agradecimientos	91
Anexo I	93
Anexo IIa	94
Anexo IIb	95
Anexo III	96

1. Introducción

1.1 Objetivos

El presente Trabajo Final de Licenciatura consta de dos objetivos principales. El primero de ellos comprende realizar una descripción geológica de las Sierras Pampeanas Orientales entre las localidades Villa Independencia y Copina, en el sector centro-oeste de la provincia de Córdoba (Argentina). Para ello, se pretende identificar y caracterizar los afloramientos de basamento cristalino, así como también de la cobertura sedimentaria cuaternaria. El segundo objetivo consiste en determinar la composición de las arenas fluviales a partir del conocimiento y entendimiento de la extensión y naturaleza de las áreas fuente. Este hecho tiene la finalidad de efectuar un análisis de procedencia, comprendiendo cuáles son los factores de mayor influencia en los diversos diagramas clasificatorios y buscando aportar nuevos sistemas de clasificación que ayuden a determinar el ambiente tectónico de proveniencia de una forma más acertada.

A su vez como objetivos específicos se encuentran:

- 1) Realizar mapas geológicos a escala 1: 40.000 del área de estudio.
- 2) Describir macro y microscópicamente las principales unidades estratigráficas del área para una mejor caracterización de las áreas fuente de los sedimentos.
- 3) Determinar la composición de las arenas del río San Antonio.
- 4) Establecer la composición de las gravas del río San Antonio y compararla con la de las arenas.
- 5) Analizar las áreas de procedencia de los sedimentos del río y su distinción en los diagramas clásicos de Dickinson *et al.* (1983).

1.2 Ubicación

El área de estudio se encuentra dentro del Departamento de Punilla, en la región noroeste de la Provincia de Córdoba, Argentina. Forma parte de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales (Ramos 1999). Está caracterizada por la presencia de importantes afloramientos de basamento cristalino precámbrico (Bonalumi *et al.* 1998) e intrusivos graníticos de edad paleozoica (Rapela 1982).

Dentro de este trabajo se diferencian dos secciones: la Sección Norte, comprendida entre las latitudes $31^{\circ}26'30.55''S$ y $31^{\circ}29'49.40''S$, y las longitudes $64^{\circ}29'25.68''O$ y $64^{\circ}35'55.44''O$; y la Sección Sur, cuyos límites latitudinales son $31^{\circ}32'47.42''S$ y $31^{\circ}36'40.00''S$, mientras que la longitud varía entre $64^{\circ}38'40.23''O$ y $64^{\circ}41'16.85''O$ (Figura 2.1). La Sección norte incluye el cauce del arroyo San Antonio, elegido como sitio de muestreo por poseer una fuente de aporte totalmente metamórfica; y el río San Antonio, seleccionado por poseer áreas de aporte tanto de naturaleza mixta como metamórfica. A su vez, la Sección Sur incluye dentro de sus límites la naciente del río de La Suela, estando ésta ubicada en un área de composición granítica. Por otro lado, se adicionó el “Punto de muestreo Jarillas” sobre el Arroyo San Antonio, con motivo de enriquecer el análisis propuesto. Topográficamente, el límite oeste está representado por Sierra Grande, mientras que Sierra Chica conforma el límite este.

Sección Norte:

Esta región abarca un área de $63,1 \text{ km}^2$ y su acceso es desde el norte por Ruta Provincial Nº 14 y desde el sur por RP Nº14 o por Ruta Provincial Nº S271. Dentro de sus límites, es posible ubicar las localidades de Villa Independencia, Villa Icho Cruz, Cuesta Blanca y San Antonio de Arredondo. El elemento de estudio principal son los depósitos recientes del Río San Antonio, el cual atraviesa esta sección de oeste a este, modificando su curso río abajo hacia el norte.

Sección Sur:

La Sección Sur se ubica a 17 km al suroeste de la Sección Norte y comprende un área de $28,8 \text{ km}^2$. Se accede a ella por el este, por la Ruta Provincial Nº 34. La localidad de Copina se encuentra en esta región. En cuanto a la hidrología, el río La Suela (cuyas arenas son objeto de estudio de este trabajo) tiene su naciente en el área y corre de oeste a este por el centro de esta sección.

Punto de muestreo Las Jarillas:

Se adicionó un punto de muestreo en la localidad de Las Jarillas, ubicado en las coordenadas $31^{\circ}32'3.62''S$, $64^{\circ}33'5.29''O$; a 5,6 km al sur de la Sección

Norte. Esto se debe a que allí es posible encontrar la naciente del Arroyo San Antonio, el cual desemboca en el Río San Antonio, dentro de la Sección Norte. Este curso corre sobre basamento metamórfico, por lo que es de utilidad para la caracterización de la mineralogía de dichas rocas.

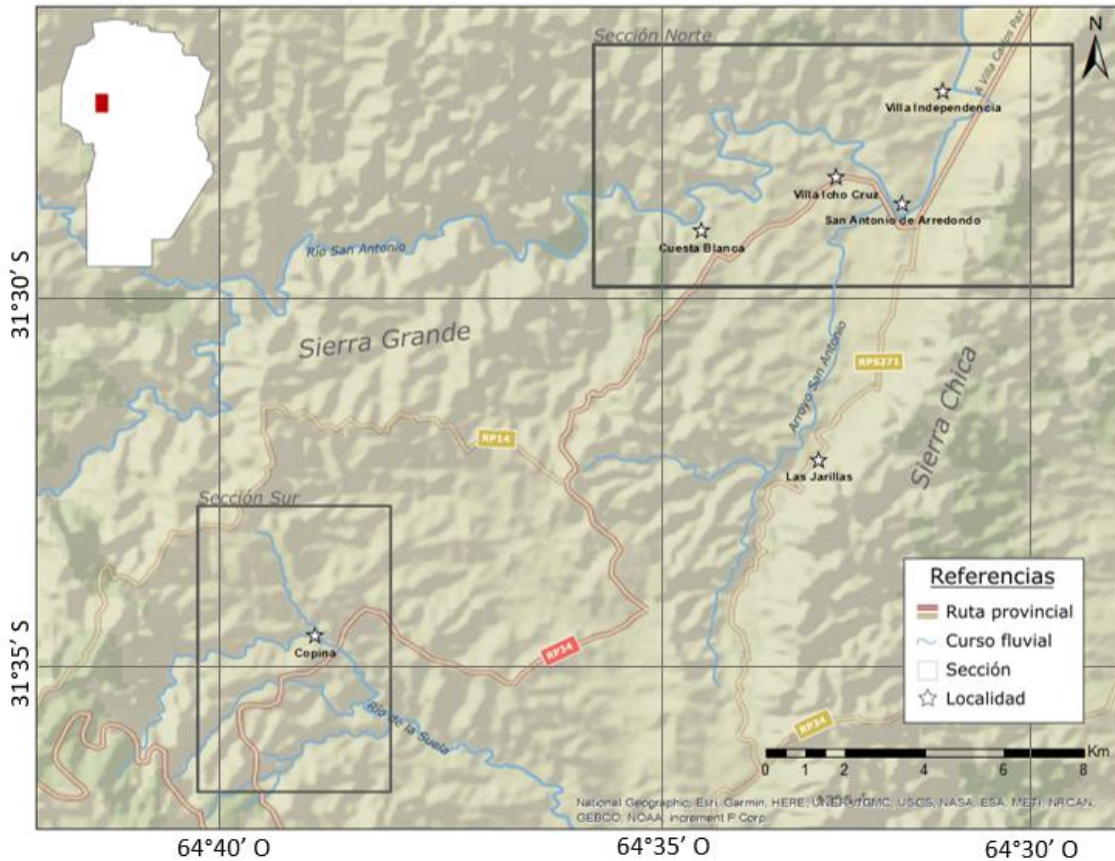


Figura 2.1: Ubicación de las áreas de estudio.

1.3 Antecedentes

Los primeros trabajos realizados en la zona tuvieron como interés principal comprender las características geológicas más distintivas a nivel regional. En este aspecto, se reconocen las publicaciones de Stelzner (1876) y Bodenbender (1894). A su vez, Bodenbender (1905), Beder (1922), Gordillo y Lencinas (1970, 1979), Cuerda (1973), Kull y Methol (1979) y Bonalumi et al. (1998) estudiaron la petrografía del área. Por su parte, Rapela (1982) realizó la primera caracterización del batolito de Achala, complementando sus análisis junto a otros autores en Rapela *et al.* (2008).

Con el transcurso del tiempo se diversificaron los trabajos en la región, persiguiendo el objetivo de lograr un entendimiento de la tectónica, la estratigrafía y de

los procesos geomorfológicos e hidrológicos de las Sierras Pampeanas. Respecto a la tectónica, se destacan las publicaciones de Jordan *et al.* (1983), Jordan y Allmendinger (1986), Ramos *et al.* (2002, 2014), Vizán y Lagorio (2011), Rapela *et al.* (2011), Bense *et al.* (2013) y Ramos (2015, 2017). Todos ellos buscaron identificar, analizar y lograr comprender los procesos tectónicos que tuvieron lugar en la región a lo largo de la historia geológica, así como sus respectivas implicancias. Adicionalmente, Costa (1999) y Martino (2003) describieron y caracterizaron la estructuración presente.

En cuanto a la estratigrafía y la dinámica cuencal, se destacan los trabajos de Gaido *et al.* (2005) quienes realizaron un estudio integral regional de la zona correspondiente a la Hoja Geológica 3166-30 a escala 1: 100.000. Mientras que Escayola *et al.* (2007) efectuaron un análisis a partir de isótopos de la cuenca de *back-arc* neoproterozoica. Cabe mencionar, a su vez, los trabajos publicados por Carignano (1997), Beltramone (2005, 2007a y b) y Lecomte *et al.* (2009), los cuales abarcan una caracterización geomorfológica e hidrológica de las Sierras Pampeanas. Las primeras dos publicaciones se enfocan en la geomorfología, mientras que el último hace hincapié en los procesos hidrológicos y la química de aguas de los cursos fluviales.

En lo que respecta a los estudios de procedencia, desde los trabajos pioneros de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983) se demostró que la naturaleza de las áreas de proveniencia podía ser investigada mediante el estudio de las modas detríticas de areniscas. Sin embargo, en el caso de la derivación de áreas incluidas en los campos de basamento elevado, continental transicional e interior cratónico, la distinción entre regiones dominadas por rocas metamórficas de mediano y alto grado versus graníticas no ha sido, por lo general, ensayada (véase Dickinson *et al.* 1983, Valloni 1985, Girty y Armitage 1989).

2. Metodología

La metodología de trabajo para la realización de este Trabajo Final de Licenciatura puede dividirse en cuatro etapas principales: trabajo de gabinete inicial, tareas en campo, trabajo de laboratorio y tareas de gabinete finales. A continuación, se desarrollan cada una de estas etapas y los distintos métodos empleados.

2.1 Trabajo de gabinete inicial

Primeramente, en la etapa inicial de las tareas de gabinete, se definió el área de trabajo a partir de bibliografía disponible de la zona. Se procedió al análisis de imágenes satelitales por medio del *software* Google Earth, las cuales fueron adquiridas en el presente año con Maxar Technologies y LandSat/Copernicus. Como resultado, se confeccionó un mapa geológico preliminar que diferenciaba las principales unidades litológicas, áreas urbanas y ríos. Se caracterizó la red fluvial con el objetivo de determinar la relación con las áreas fuente y la elección de aquellos cursos cuyos depósitos fueran de interés. Una vez trazado y estudiado el cauce de los ríos San Antonio, La Suela y del Arroyo San Antonio, se definieron 15 puntos de muestreo de arenas fluviales (Figura 2.1) y 5 para conteo de gravas (ver Anexo I: coordenadas). Los primeros poseen una separación promedio de 0,8 km en las cercanías de Villa Icho Cruz y San Antonio de Arredondo, mientras que la distancia aumenta a 1,5 km (en promedio) para la región de Cuesta Blanca. Las diferencias se deben principalmente a la posibilidad geográfica y logística de llevar a cabo el muestreo.

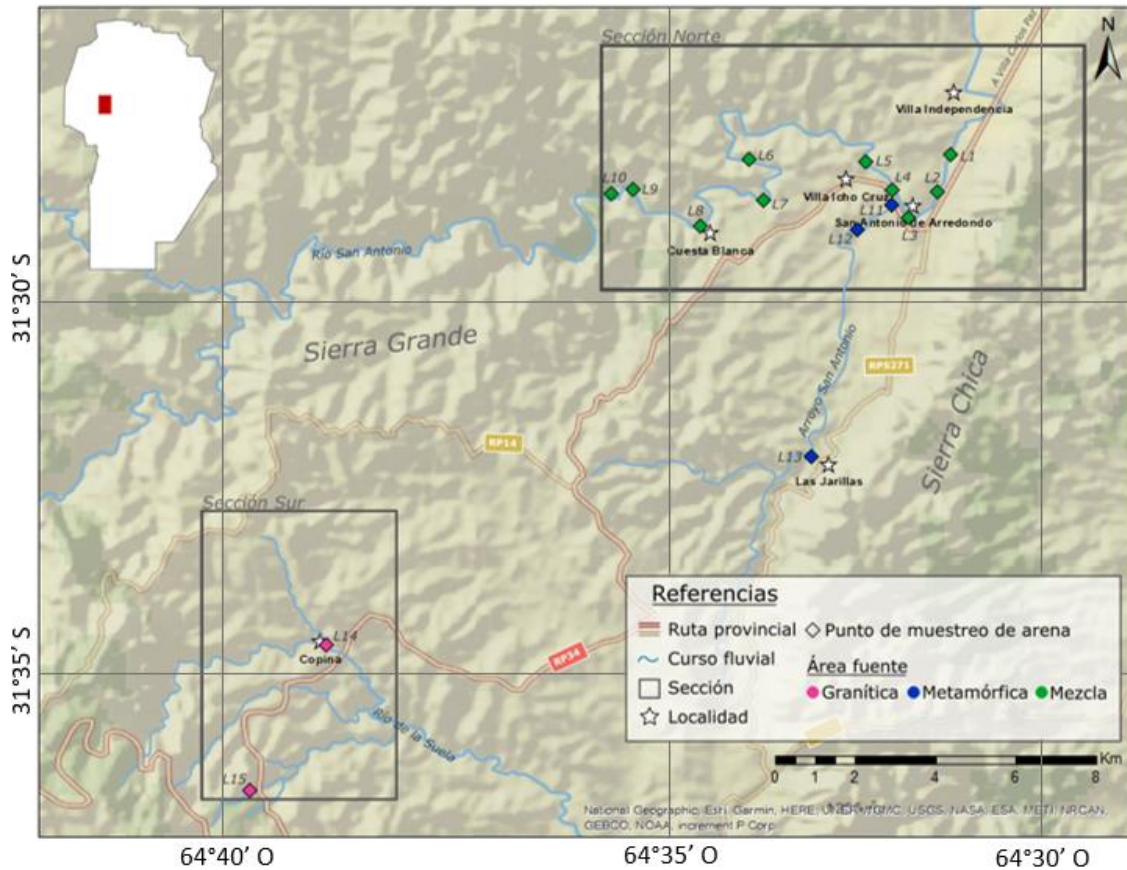


Figura 2.1: Mapa de ubicación del área de estudio donde se localizan los puntos de muestreo.

2.2 Trabajo en campo

A partir de los estudios preliminares diseñados en gabinete se diagramó una campaña para la adquisición de muestras de arena y el conteo de gravas *in situ*. El trabajo de campo constó de cuatro días en los cuales se recorrieron los puntos de muestreo definidos para dicha adquisición y se realizaron las observaciones geológicas para la finalización del mapeo.

Las arenas fueron recolectadas de depósitos recientes en la orilla del río o en barras fluviales en los cauces, según las posibilidades de cada una de las locaciones (Figura 2.2a). Todas las muestras fueron tomadas en frascos limpios para evitar contaminación (Figura 2.2b). Además, fueron localizadas con precisión mediante GPS. En caso de requerir secado, se procedió a la exposición al sol en recipientes individuales.

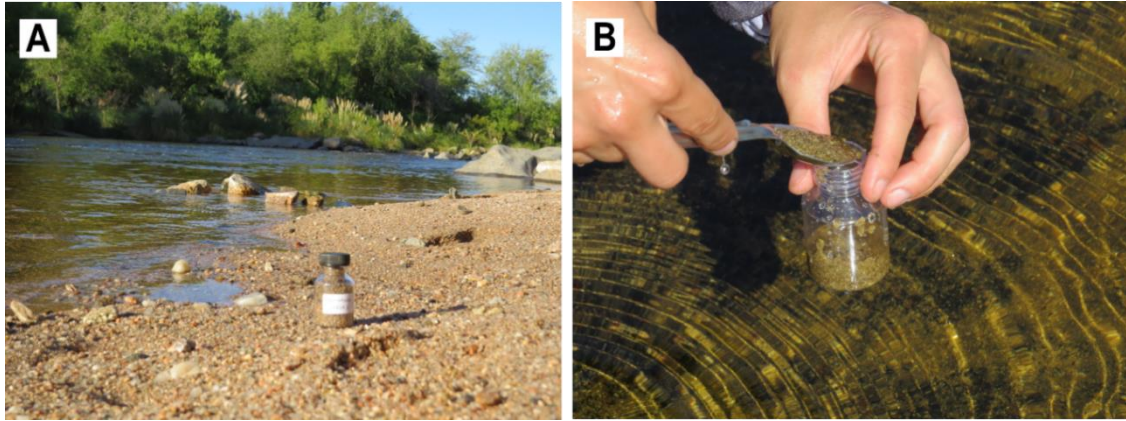


Figura 2.2: A) Ejemplo de locación de toma de muestra. B) Ejemplo de toma de muestra en cauce fluvial.

Por otra parte, el conteo de gravas fue realizado a partir de los depósitos presentes en la vera de los ríos (Figura 2.3a), por medio de la selección de no menos de doscientos clastos de tamaño menor o igual a 6 cm y mayor a 2 cm (Figura 2.3b), según lo especificado por Cavazza (1989) en su definición de clasificación de granos por tamaño. Se diferenciaron cinco litotipos: (1) cuarzo, (2) feldespato potásico, (3) líticos metamórficos de bajo grado, (4) líticos metamórficos de alto grado y (5) líticos granitoides.

Además, durante las tareas de campo se hicieron observaciones de detalle de los depósitos cuaternarios del área de estudio y de las rocas de basamento. De esta manera, se eligieron una zona para el levantamiento de un perfil sedimentario y otra en la que se pudiera apreciar el afloramiento del basamento cristalino metamórfico para su mejor descripción y caracterización (ver Capítulo 4). En este segundo punto se recolectaron muestras de regolito del leucosoma y melanosoma, las cuales fueron de utilidad para la caracterización de la composición mineralógica de este tipo de roca, dado que es una de las fuentes de aporte principales de los sedimentos analizados.

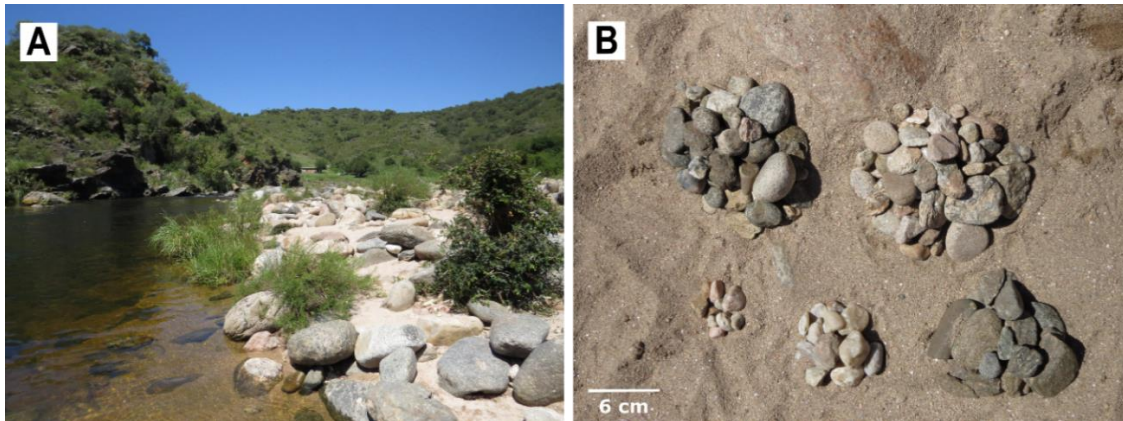


Figura 2.3: A) Depósitos de grava a la orilla del Río San Antonio. B) Muestra para conteo de gravas.

2.3 Trabajo en laboratorio

A partir de las muestras recolectadas, se procedió a la realización de un tamizado con el objetivo de unificar el tamaño de grano para un conteo más representativo y la eliminación de las componentes gravosa y arcillosa. En el proceso se utilizaron cuatro tamices tipo Tyler de 2000 μm , 1000 μm , 250 μm y 63 μm . La separación se llevó a cabo con el empleo del agitador mecánico Ro-Tap por un período de 15 minutos por muestra en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas (Figura 2.4a).

Se optó por seleccionar las fracciones entre 250 μm y 1000 μm , es decir, arena mediana a gruesa (Figura 2.4b) para la confección de los preparados petrográficos. Éstos fueron efectuados con previo tratamiento de impregnación en resina de los granos sueltos. A su vez, se realizaron secciones delgadas de las muestras del basamento cristalino recolectadas.

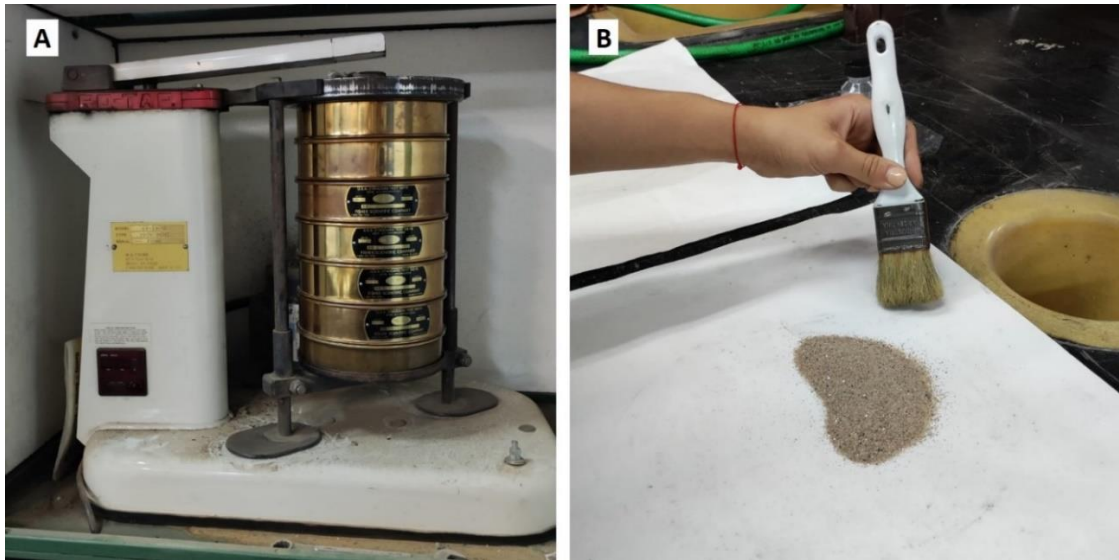


Figura 2.4: A) Agitadora mecánica Ro-Tap con la pila de tamices. B) Muestra de arena mediana a gruesa obtenida.

Posteriormente, se procedió a la descripción de las muestras, identificación de los componentes principales y conteo de clastos de arena por medio de observaciones al microscopio petrográfico. En primer lugar, se realizó un conteo estandarizado con el objetivo de determinar el porcentaje de líticos presente. Dado que los resultados arrojaron una composición con más del 30% de este tipo de clasto, se decidió proceder con la metodología de conteo propuesta por Gazzi-Dickinson, ya que se considera la más apropiada para estos casos. Dicha metodología considera a cada individuo mayor a 62 micrones como un componente monomineral (Ingersoll *et al.* 1984, Zuffa 1985). A su vez, teniendo en cuenta el alto contenido de minerales accesorios (superior al 10%), se buscó determinar la influencia de no considerarlos en los diagramas de clasificación.

2.4 Trabajo de gabinete final

Por un lado, se finalizó la confección de los mapas geológicos de las Secciones Norte y Sur a escala 1: 40.000 en el *software* ArcGis.

Por otro lado, a partir de los valores obtenidos para las arenas en los conteos realizados al microscopio petrográfico, se efectuaron los gráficos ternarios pertinentes por medio del *software* Past 4.03. Las arenas se clasificaron de acuerdo con la propuesta de Folk *et al.* (1970) y se confeccionaron los diagramas de procedencia de Dickinson *et*

al. (1983). Luego, se continuó con la interpretación de los resultados por medio de la elaboración de diagramas propios.

En cuanto a las gravas, a partir de los conteos detríticos realizados en el campo, se realizó la clasificación de acuerdo con la propuesta de Limarino *et al.* (1996, en Scasso y Limarino 1997).

La descripción, el análisis y la discusión de los resultados obtenidos son desarrolladas en los capítulos 6 y 7.

Finalmente, fue elaborada la versión final de este trabajo.

3. Marco tectónico

El área comprendida en este trabajo se encuentra ubicada dentro de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas (Stelzner 1876) (Figura 3.1), puntualmente en las Sierras Pampeanas Orientales, dentro del segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales (Gansser 1973; Ramos *et al.* 2002). Los eventos tectónicos que tuvieron y tienen lugar en la región involucran al basamento ígneo-metamórfico y se relacionan a los ciclos orogénicos del margen pacífico de Gondwana. Como resultado, el basamento de la zona se caracteriza por encontrarse fracturado, escalonado y basculado a causa de la orogenia Andina (González Bonorino 1950; Caminos 1979; Ramos 1999; Ramos *et al.* 2002).



Figura 3.1: Ubicación de las Sierras Pampeanas. Tomado y modificado de Ramos (1999).

La configuración es típica de un antepaís fragmentado o *broken foreland*, que en este caso fue causado por la horizontalización de la subducción de la placa de Nazca. Este hecho provocó un aumento en la compresión hacia el antepaís (Isacks 1988, Jordan y Allmendiger 1986, Kay y Gordillo 1994), lo que derivó en la migración del arco magmático hacia el interior del continente junto con la ruptura y ascenso del basamento (Ramos 2017). La extensión latitudinal de este antepaís es correlacionable con la zona

de *flat slab* pampeano que se desarrolla entre los 27° 30' y 33° 00' de latitud sur (Jordan *et al.* 1983, Jordan y Allmendinger 1986; Ramos *et al.* 2002).

La vergencia dominante de las Sierras Pampeanas es hacia el oeste, a través de la actividad de fallas inversas con zonas de despegue profundas (Introcaso *et al.* 1987) (Figura 3.2). Esto se contrapone a la dinámica predominante andina que, si bien también es compresiva, posee vergencia hacia el este. Por otro lado, la geometría particular de las sierras está producida por la reactivación de fracturas ligadas a anisotropías internas del basamento (Costa 1999) a lo largo del desarrollo de los diferentes ciclos orogénicos que tuvieron lugar entre el Proterozoico superior y el Paleozoico medio en el margen pacífico gondwánico. A su vez, el posterior establecimiento de la zona de subducción horizontal aumentó el acople entre las placas, favoreciendo la deformación y acrecentando la actividad tectónica (Kay *et al.* 1988, Ramos 1997, Ramos *et al.* 2002).

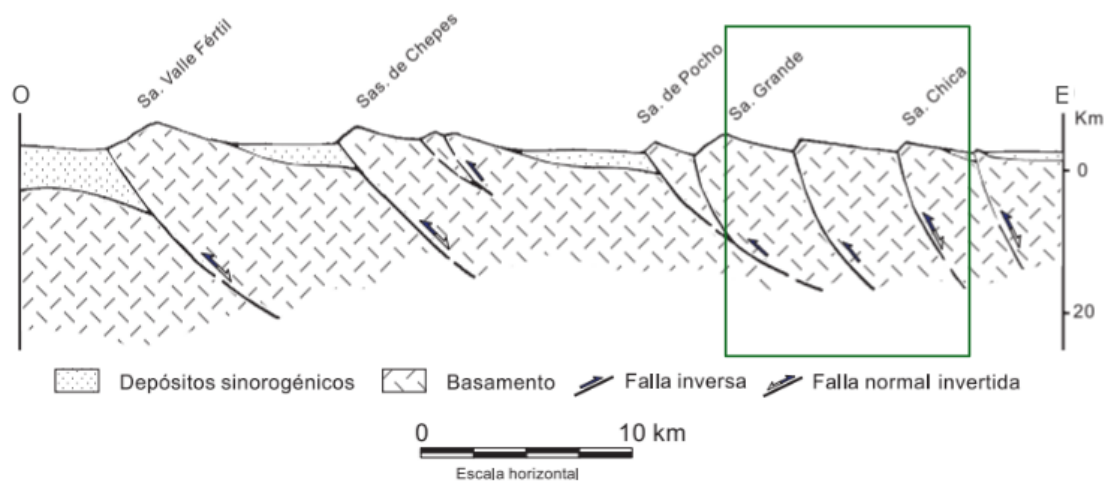


Figura 3.2: Sección estructural esquemática de las Sierras Pampeanas en región San Juan-Córdoba. En verde, área de estudio. Modificado de Ramos (1999).

Con respecto a los ciclos orogénicos anteriormente mencionados, se reconocen cuatro: el Ciclo Pampeano, el Ciclo Famatiniano, el Ciclo Achaliano y el Ciclo Andino. Cabe aclarar que, previo al primero (de edad cámbrica), se identifica que durante el Neoproterozoico se desarrolló una etapa de margen pasivo posterior al *rifting* inicial de Gondwana (Dalla Salda, 1984, 1987) sobre el Cratón del Río de la Plata. Subsiguientemente, dicho margen se volvió activo a causa del establecimiento de una zona de subducción en el este, lo que culminó con la colisión del terreno de Pampia en

el Proterozoico Superior (Kraemer *et al.* 1995). Por otro lado, entre la finalización del Ciclo Achaliano (Carbonífero Superior) y el inicio del Andino (Cretácico), se registraron eventos de carácter extensional que dieron lugar a depositación de secuencias de *post-rift* del Paleozoico superior y Mesozoico.

3.1 Ciclo orogénico Pampeano

La orogenia Pampeana se desarrolló durante el Cámbrico inferior a medio (Iannizzotto *et al.* 2013). Diferentes autores han estudiado este orógeno, pero es hasta el día de hoy que no existe consenso sobre su evolución tectónica. Se postulan tres hipótesis principales para este ciclo: (1) la colisión de una dorsal sísmica activa contra el cratón del Río de la Plata (Gromet y Simpson 2000), (2) la colisión de una dorsal activa contra el cratón de Kalahari y su posterior desplazamiento a través de una falla de rumbo dextral (Rapela *et al.* 2007); y (3) la acreción de un arco de islas (Terreno Córdoba) en el margen del cratón del Río de la Plata y posterior colisión del bloque Pampia contra ambos (Escayola *et al.* 2007). En esta última hipótesis la primera colisión estaría dada por un proceso de subducción con polaridad hacia el oeste, mientras que el segundo tendría polaridad opuesta.

3.2 Ciclo orogénico Famatiniano

El ciclo orogénico Famatiniano tuvo sus inicios en el Ordovícico y culminó en el Silúrico, desarrollándose entre los 470 Ma y los 430 Ma (Miró *et al.* 2014). Esta orogenia implica la acreción del terreno Cuyania al margen oeste de Gondwana. Dicho terreno posee afinidad lauréntica y se caracteriza por la presencia de basamento grenvilliano que subyace a sedimentación de plataforma carbonática datada como cambro-ordovícica (Ramos 2004).

La evolución del orógeno puede resumirse en cuatro etapas: (a) arcos magmáticos asociados a subducción, (b) fase de deformación con metamorfismo, (c) desarrollo de cuencas de antepaís y (d) reactivación de la deformación y avance de fajas plegadas y corridas (Ramos 2015). La colisión reactivó megacizallas, las cuales fueron estudiadas por Martino (2003) y Steeken *et al.* (2010). Por otro lado, también produjo imbricación en el basamento de las Sierras Pampeanas Orientales (Ramos *et al.* 2014).

3.3 Ciclo orogénico Achaliano

El Ciclo Achaliano tuvo origen a comienzos del Devónico, debido a la ocurrencia de un evento compresional. Éste involucra procesos deformacionales y la intrusión de cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas (Sims *et al.* 1998, Stuart-Smith *et al.* 1999) con manifestación concentrada en antiguas fallas de cizalla (Gaido *et al.* 2005). Sims *et al.* (1998) y Stuart-Smith *et al.* (1999) correlacionan este evento con la fase precordilleránica propuesta por Astini (1996) y lo vinculan a la colisión de Chilenia en el margen oeste de Gondwana, conocida como orogenia Chánica (Devónico).

Cabe aclarar que no existe acuerdo para considerar el Ciclo Achaliano como un ciclo orogénico sensu-stricto debido a que los granitos devónicos presentes son anorogénicos (Pinotti *et al.* 2002, Rapela *et al.* 2008). A su vez, si bien la deformación Chánica produjo la reactivación de estructuras preexistentes (Martino 2003, Simpson *et al.* 2003), no serían suficientes para interpretarlas como la formación de un orógeno. Según Ramos *et al.* (2014), las Sierras Pampeanas habrían constituido el antepaís del orógeno Chánico en estas latitudes. Posterior a las deformaciones sincollisionales, ocurrió el emplazamiento de los cuerpos graníticos, marcando la culminación del magmatismo en la región.

3.4 Magmatismo mesozoico

El magmatismo de la zona se vincula a la apertura del Océano Atlántico Sur durante el Mesozoico. Kay y Ramos (1996) le asignan a la región la influencia distal de la pluma mantélica de Paraná, la cual generó vulcanismo basáltico a los 130 Ma. Por otro lado, dataciones realizadas por Linares y González (1990) y Gordillo *et al.* (1983) les asignan a los cuerpos emplazados una edad entre 150 a 55 Ma.

La actividad magmática está asociada a un estadio de rifting con fallamiento noroeste-sureste (Martino 1988) a partir de la reactivación de estructuras antiguas. El régimen extensional originó cuencas intracontinentales cuya evidencia hoy está presente en la zona de falla de Sierra Chica, que actualmente es de carácter compresivo y exhuma la sedimentación (Kay y Ramos 1996). Por otro lado, una segunda hipótesis de la generación de estos basaltos comprende la actividad de la pluma Tristán y los localiza entre la sutura del cratón del Río de La Plata y las Sierras Pampeanas (Vizán y Lagorio 2011).

3.5 Ciclo orogénico Andino

A partir del inicio de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana se inició una fase compresiva que invirtió el régimen tectónico generador de las cuencas cretácicas. Los procesos contraccionales ocurrieron principalmente en las transiciones frágil-dúctiles de la corteza media, las cuales condicionan la rotación de los bloques de las Sierras Pampeanas (González Bonorino 1950).

La región fue afectada por la tectónica andina a causa del establecimiento de la zona de subducción horizontal pampeana, que provocó un desplazamiento de la deformación hacia el interior del continente. La estructura actual y la reactivación de las fallas estudiadas por Martino (2003) es consecuencia de este fenómeno (Jordan *et al.* 1983, Jordan y Allmendinger 1986 y Ramos *et al.* 2002, entre otros).

La inversión de las fallas normales cretácicas produjo el alzamiento de la actual Sierra Chica (Ramos 1999; Ramos *et al.* 2002). Modelados realizados por Bense *et al.* (2013) le asignaron una edad cretácica tardía – paleógena a este fenómeno.

Actualmente, en el límite entre las Sierras Chicas y las Sierras Grandes de Córdoba ocurren sismos con un registro general inferior a cinco en la escala Mercalli. Algunas importantes excepciones tuvieron lugar, entre ellas el sismo de escala VII en la localidad de Dean Funes en 1908, el de Huerta Grande en 1947 con la misma intensidad y el sismo de escala VI que afectó la ciudad de Córdoba en 1955. Si bien la mayoría de los movimientos poseen baja intensidad, algunos muestran epicentros relativamente someros, especialmente aquellos registrados en el área de Tanti y Cabalango (USGS, s.f.).

4. Estratigrafía

Las unidades aflorantes en el área de estudio (Figura 4.1) se componen principalmente de rocas metamórficas pertenecientes al basamento precámbrico. La Sección Sur, además, cuenta con afloramientos de lo que se conoce como el batolito Achala, un cuerpo granítico de grandes dimensiones (Paleozoico Medio-Superior). La sedimentación mesozoica se encuentra ausente. Finalmente, el Cenozoico está representado por depósitos fluviales de edad cuaternaria.

CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	5		5 DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES
		PLEISTOCENO	medio - superior	3	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO	inferior	2		3 DEPÓSITOS FLUVIALES ANTIGUOS
	DEVÓNICO	inferior			2 COMPLEJO GRANÍTICO ACHALA
	CÁMBRICO	inferior - medio	1		1 COMPLEJO METAMÓRFICO SIERRA CHICA

Figura 4.1: Estratigrafía de las Sierras Pampeanas Orientales en el área de estudio.

4.1 Precámbrico – Paleozoico inferior

4.1.1 Neoproterozoico – Cámbrico

Complejo metamórfico Sierra Chica (1)

El Complejo metamórfico Sierra Chica conforma el basamento cristalino de la región. Está compuesto por una asociación de rocas máficas y ultramáficas, mármoles, anfibolitas, gneises y metatexitas de composición variable. Bonalumi *et al.* (1998) fueron los primeros en definirlo, incluyendo a las unidades Anatexitas Sierra Chica, Gneis Sierra Chica, Rocas ultramáficas metamorfizadas Calamuchita y Anfibolitas.

Concretamente, en el área que comprende a este trabajo los afloramientos corresponden a gneises y metatexitas interdigitados con contactos transicionales y, en ocasiones, engolfados (Gaido *et al.* 2005). Es importante tener en cuenta que a la escala de mapeo utilizada es difícil

hacer una diferenciación clara a la hora de delimitar los diferentes tipos de roca que conforman la unidad. Es por esta razón que se decidió realizar la caracterización de las litologías en afloramientos puntuales, mientras que el mapeo superficial no muestra distinciones entre las dos tipologías anteriormente mencionadas.

Distribución areal

Los afloramientos del Complejo metamórfico Sierra Chica están presentes tanto en la Sección Norte como en la Sección Sur, abarcando 40 km² y 8,3 km², respectivamente (ver Anexo IIa y IIb). En el primer caso, la roca metamórfica expuesta se encuentra distribuida por toda el área, mientras que en la Sección Sur comprende únicamente la fracción occidental.

a) Gneises

Antecedentes

Estas rocas comprenden al tipo más distribuido y abundante de las Sierras Pampeanas. Es por esta razón que han despertado el interés de múltiples autores. Entre ellos, Bodenbender (1905), Beder (1922), Pastore (1932), Gordillo (1979, 1984), Kull y Methol (1979), Gordillo y Lencinas, (1970, 1979), Bonalumi *et al.* (1998). Cabe aclarar que esta litología se corresponde con la unidad Gneis Sierra Chica definida por Bonalumi *et al.* (1998).

Litología, edad y relaciones estratigráficas

Los gneises que forman el complejo metamórfico se caracterizan por ser de color grisáceo y tamaño de grano medio a grueso. Poseen bandeamiento y foliaciones con diferentes grados de definición (Figura 4.2). Estas rocas cuentan con diversas asociaciones minerales que varían localmente. Gaido *et al.* (2005) identificó cuatro tipos de agrupaciones: gneises tonalítico-biotíticos, gneises tonalítico-granatíferos, gneises cordierítico-granatíferos y gneises sillimanítico-granatíferos. Están compuestos por cuarzo - plagioclasa - biotita - feldespato potásico ± cordierita ± sillimanita ± granate ± estaurolita ± cianita y pueden

registrar retrogradación a clorita y sericita. Su textura es granoblástica a granolepidoblástica y fueron generados por metamorfismo de alto grado.



Figura 4.2: Afloramientos de gneis en la orilla del río San Antonio, Villa Icho Cruz.

Para una mejor caracterización litológica se realizó un corte delgado a partir de una muestra tomada en la orilla del río San Antonio (Figura 4.3), más específicamente entre los puntos de muestreo Curva y Triángulo. Microscópicamente, se notó que la roca presenta una fuerte retrogradación a clorita, abarcando ésta un gran porcentaje composicional. La textura es foliada en algunos sectores, mientras que en otros es granoblástica. Se distingue la presencia de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, microclino como minerales conformadores de las bandas claras leucocráticas (50%). El cuarzo posee forma subhedral a anhedral, siendo tanto de carácter monocristalino como policristalino. Es frecuente la presencia de inclusiones fluidas. Los feldespatos potásicos son predominantemente subhedrales y están fuertemente

alterados a micas y arcillas. La plagioclasa, por otra parte, se encuentra como cristales subhedrales con alteración moderada a arcillas y sericita. Respecto a los minerales máficos (50%), la clorita se observa en agregados fibrosos que se interdigitan con anfíboles de color verde subhedrales. Es posible notar la ocurrencia subordinada de piroxenos. Finalmente, se identifican minerales opacos subhedrales a anhedrales.

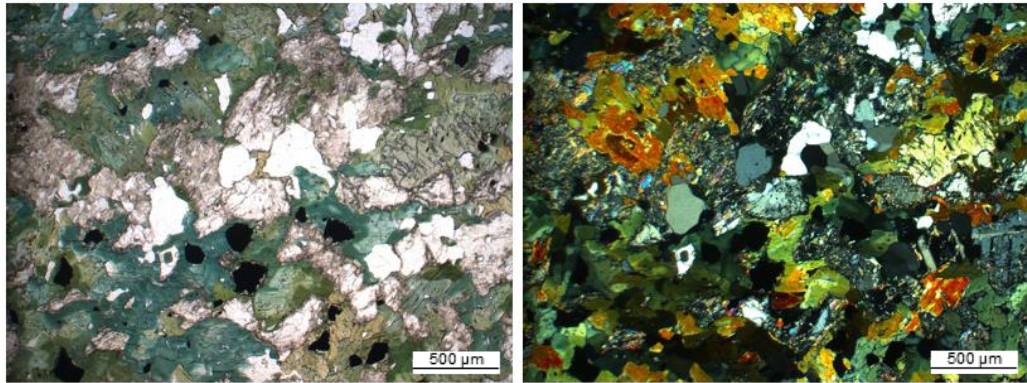


Figura 4.3: Corte delgado de gneis.

Respecto a su edad, dataciones U-Pb arrojaron valores de 526 ± 11 Ma (Sims *et al.* 1998), ubicándolos en el Cámbrico inferior. En cuanto a las relaciones estratigráficas, esta unidad está interdigitada de manera irregular con las metatexitas, intruída por granitoides paleozoicos y subyace a las unidades cenozoicas que se apoyan de manera discordante sobre el Complejo.

b) Metatexitas

Antecedentes

Estas rocas fueron identificadas y estudiadas por Gordillo (1979). A su vez, Kull y Methol (1979) y Luque (1989) también se han interesado en su caracterización. El último mencionado posee estudios focalizados en el área de Copina, Sección Sur de este trabajo. Las metatexitas se corresponden con la unidad Anatexita Sierra Chica de Bonalumi *et al.* (1998).

Litología, edad y relaciones estratigráficas

Respecto a la litología, se realizó una caracterización a partir de observaciones llevadas a cabo en un afloramiento ubicado en las coordenadas 31°31'20" S, 64°32'22" O sobre la ruta S271 al sur de la Sección Norte y este de la Sección Sur. La roca muestra bandeamiento composicional característico de procesos metamórficos de alto grado, permitiendo diferenciar claramente el leucosoma del melanosoma, ambos con deformación y plegamiento (Figura 4.4a y b). A su vez, se distingue la alteración arcillas, evidenciada por la fácil disgregación de la roca y la presencia de un sustrato arcilloso al pie del afloramiento.

El leucosoma posee colores claros y muestra un alto grado de deformación, evidenciando fusión parcial de la roca. A su vez, es posible observar regiones en las que queda inmerso dentro del melanosoma, perdiendo la disposición lineal característica de un bandeamiento (Figura 4.4c). En cuanto a su mineralogía, se identifican a simple vista cuarzo, feldespatos y biotita. Algunas zonas muestran un color rojizo, pudiendo representar la presencia de granate.

El melanosoma, por otro lado, es de colores pardo-grisáceos y comprende la parte relíctica que no fue afectada por los procesos de fusión parcial. Es mayoritario respecto al leucosoma y en ocasiones pueden encontrarse fragmentos inmersos en él. Desde el punto de vista mineralógico, se compone principalmente de cuarzo, anfíbol y biotita.

Es posible identificar en algunos sectores cierta ritmicidad de gran escala en el bandeamiento, lo que podría indicar que el protolito sería una roca sedimentaria metamorfizada, posiblemente de naturaleza semipelítica a grauváquica (Gordillo y Lencinas 1979). Las dimensiones del bandeamiento varían desde tamaños métricos a centimétricos (Figura 4.4d).

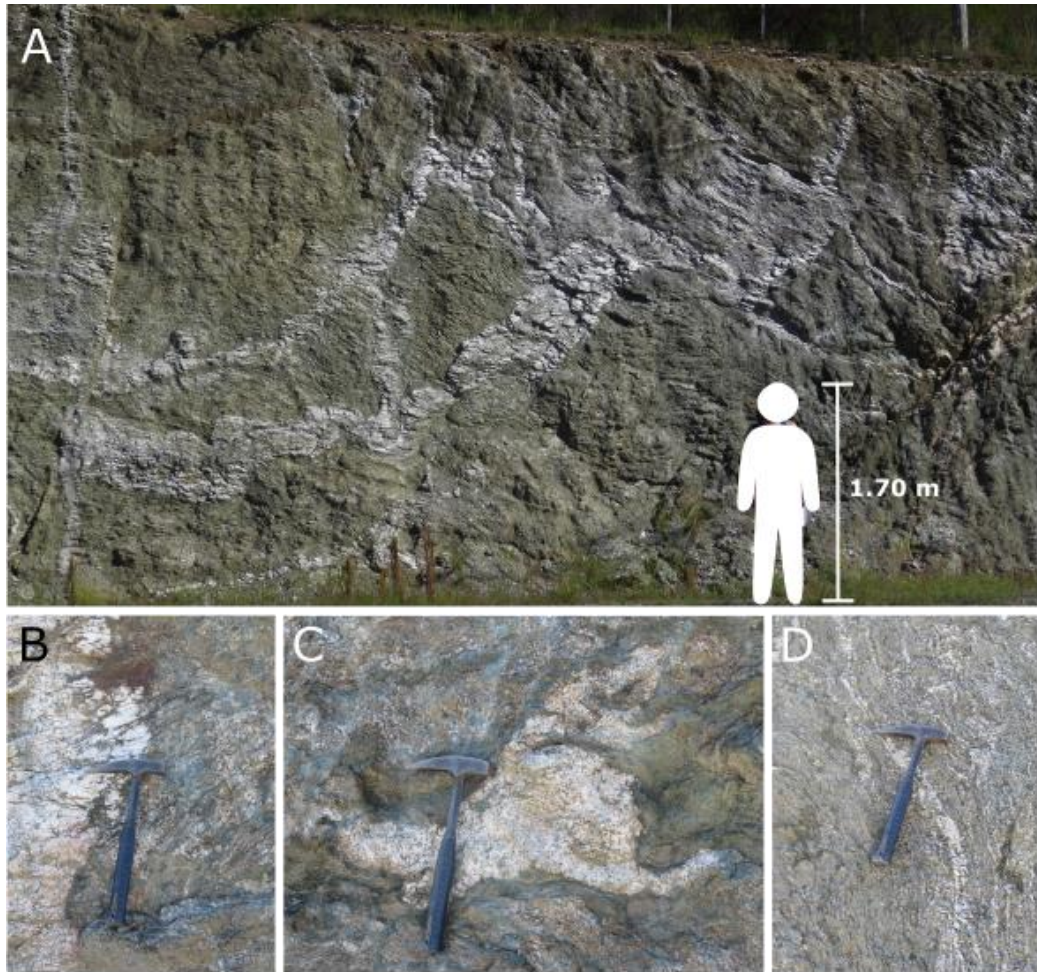


Figura 4.4: A) Afloramiento de metatexitas. B) Detalle de contacto entre leucosoma y melanosoma. C) Detalle de inmersión de leucosoma en melanosoma. D) Detalle de bandeamiento.

Para una mejor caracterización litológica de la roca y su regolito, se tomaron cuatro muestras con el objetivo de realizar cortes delgados: (1) leucosoma, (2) regolito del leucosoma, (3) melanosoma y (4) regolito del melanosoma. Las observaciones realizadas se detallan a continuación.

- **Muestra de leucosoma:** El leucosoma está conformado en su casi en su totalidad por minerales claros (leucocráticos) y posee textura granoblástica (Figura 4.5a y b). Predominan cristales de plagioclasa (65%) subhedrales con un tamaño de hasta 4 mm y leve alteración a arcillas y sericita. El cuarzo se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, pudiendo mostrar extinción ondulosa en ocasiones. El feldespato

potásico se encuentra en forma subhedral y posee leve a moderada alteración a arcillas. Finalmente, se identificaron escasos cristales de biotita y clorita.

- **Muestra de regolito del leucosoma:** El regolito del leucosoma posee una composición mineralógica comparable a su roca fuente. Se observa una dominancia de fragmentos líticos cuya textura y paragénesis resulta idéntica a la del promedio de los granitoides y presencia de clastos de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (Figura 4.5c y d). Su tamaño promedio es de 200 μm . Tanto los líticos como los feldespatos poseen una fuerte alteración a arcillas y carbonatos. Minoritariamente, es posible observar pequeños clastos de biotita con una moderada alteración a clorita y minerales opacos. Se nota una abundancia de precipitado carbonático.
- **Muestra de melanosoma:** La composición del melanosoma está fuertemente dominada por la presencia de clorita, la cual abarca aproximadamente un 70% del corte (Figura 4.5e y f). Ésta posee colores verdosos y se encuentra interdigitada con anfíboles aciculares del mismo color. De manera subordinada se observan biotita subhedral y minerales opacos con forma euhedral. En cuanto a los minerales leucocráticos, el cuarzo está presente con carácter tanto monocristalino como policristalino, pudiendo identificarse cuarzo chert en sectores. Por otro lado, el feldespato potásico y la plagioclasa muestran una leve alteración a arcillas. La roca posee textura variable, siendo en algunas áreas granoblástica, mientras que en otras se observa esquistosidad.
- **Muestra de regolito de melanosoma:** La muestra presenta predominio de líticos metamórficos, principalmente de esquistos cuarzofeldespáticos y cuarzosos con un tamaño promedio de 0.08 mm (Figura 4.5g y h). Se observan, a su vez, clastos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Los dos primeros poseen forma subhedral y una leve a moderada alteración a carbonatos y arcillas. El cuarzo posee forma subhedral y se encuentra frecuentemente fracturado. Es posible notar la presencia de agregados fibrosos de anfíbol y clastos de biotita con leve a moderada

alteración a opacos. Se observan abundantes precipitados carbonáticos y de yeso de forma aislada.

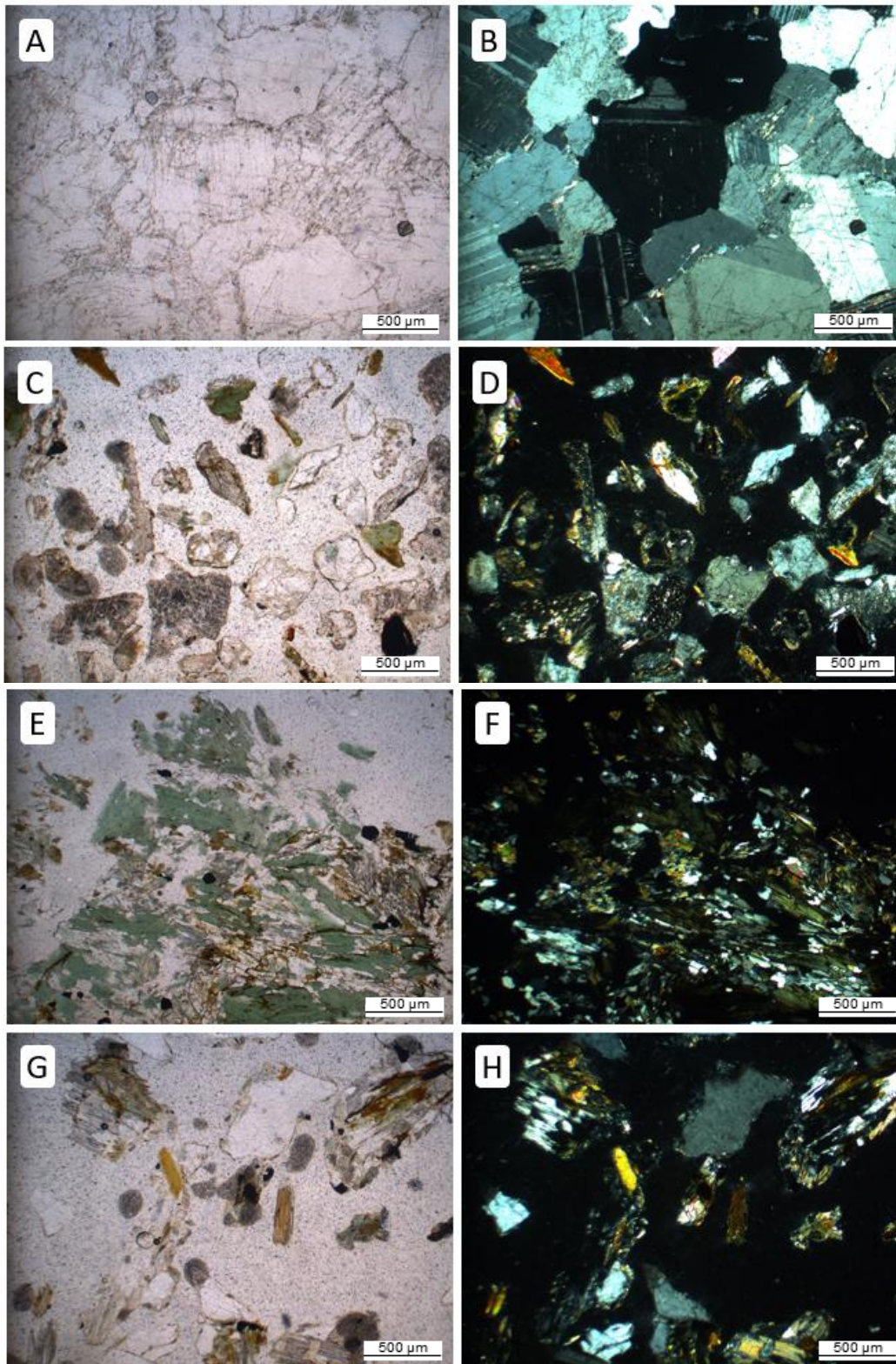


Figura 4.5: A/B) leucosoma (roca dura), C/D) regolito de leucosoma, E/F) melanosoma (roca dura), G/H) regolito de melanosoma.

En cuanto a su formación, las metatexitas se originaron a temperaturas de entre 700 y 750°C, con valores de presión de 6,1-6,4 kbar, condiciones encontradas a una profundidad de 23 km (Gordillo 1984). Esto es consistente con los valores obtenidos para el pico metamórfico en Sierra Chica, que abarcan un rango de temperaturas entre 500 y 820°C y 4 kbar – 8 kbar de presión (Toselli *et al.* 1992; Martino *et al.* 1994; Pérez *et al.* 1996; Baldo y Casquet, 1996). Dataciones geocronológicas Rb-Sr, Nd-Sm y U-Pb sobre circones, determinaron una edad media de 530 Ma (Cámbrico) para el evento de migmatización (Rapela y Pankhurst 1996).

Estas rocas se encuentran interdigitadas con los gneises descritos anteriormente, están intruidas por granitoides del Paleozoico Medio-Superior y subyacen a las unidades cenozoicas que se apoyan de manera discordante.

4.2 Paleozoico Medio-Superior

4.2.1 Devónico – Carbonífero

Complejo granítico Achala (2)

Distribución areal

El batolito de Achala tiene una dimensión de 110 km de largo (N-S) y 45 km de ancho (E-O), aflorando en una superficie de 2519 km². En el área que abarca este trabajo, los afloramientos se encuentran presentes mayoritariamente en la Sección Sur, cubriendo dos tercios de la zona en la región centro-este de norte a sur, lo que representa una superficie de 20,5 km².

Antecedentes

Este complejo adquirió su nombre a partir del trabajo realizado por Bonalumi *et al.* (1998). Skirrow (1997) y Sims *et al.* (1998) determinaron la existencia de una fase orogénica en el Devónico (Ciclo Achaliano) a partir de dataciones Pb/U y Pb/Th en circones; y Ar/Ar en micas. Los autores proponen que este contexto tectónico habría favorecido el emplazamiento de los cuerpos graníticos entre los 375±1 Ma y 351 Ma.

Zarco (1997) realizó estudios para la caracterización de la estructuración magmática a partir de la variación textural. Por otro lado, Álvarez (1992) y Lira (1985), entre otros, analizaron la petrología de los granitos con el objetivo de hacer una distinción de facies.

Finalmente, se llevaron a cabo trabajos con foco en la identificación y caracterización de depósitos uraníferos contenidos en el batolito (Valdiviezo y Ninci 1983, Lira 1985, Zarco 1987 a- b, 1989, 1992, 1994, 1997 y Zarco y Gelati 2000).

Litología, edad y relaciones estratigráficas

Los afloramientos observados son de color claro, con textura predominante porfiroide gruesa y presencia de megacristales de microclino de hasta 10 cm, muscovita y biotita. También se observan sectores de textura un poco más fina, donde los cristales poseen hasta 3 cm de largo. Ambas facies son intruídas por granitos equigranulares finos, biotíticos, con cristales pequeños de microclino (Gaido *et al.* 2005, Candiani *et al.* 2007). Los granitos muestran una clara predominancia de feldespatos en su composición respecto al cuarzo. Macroscópicamente, no se observan alteraciones. Sin embargo, la actividad de cursos fluviales que corren sobre los afloramientos y la exposición subáerea meteorizan la roca (Figura 4.6).



Figura 4.6: Vista de los afloramientos de granito del batolito de Achala.

A partir de una muestra de mano tomada en el río San Antonio, se procedió a la realización de un corte delgado con el objetivo de enriquecer la descripción litológica (Figura 4.7). Como resultado de las observaciones, se determinó que microscópicamente la roca posee textura granosa inequigranular. Está principalmente compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, muscovita y biotita. Los feldespatos potásicos se encuentran en grandes cristales subhedrales, siendo abundante el microclino. Muestran una leve alteración a arcillas, sericita y en algunos casos se hallan parcialmente reemplazados por minerales opacos. La plagioclasa es mayoritariamente subhedral y presenta mirmequitas y alteración a micas. Es posible observar su característica macla polisintética. Los cristales de cuarzo son limpios, con forma anhedral. Se distingue crecimiento secundario en sectores. En cuanto a las micas, tanto la muscovita como la biotita poseen forma subhedral a euhedral. Se reconocen circones dentro de algunos cristales de biotita.

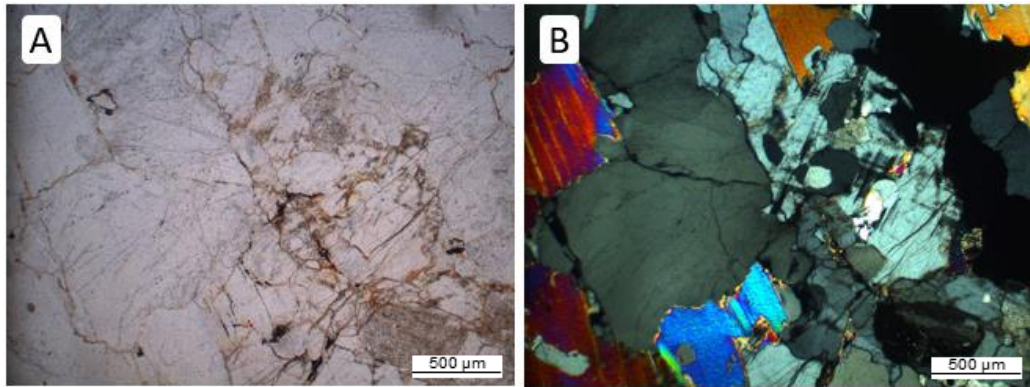


Figura 4.7: Corte delgado de granito.

Diversos estudios fueron realizados para determinar la edad de cristalización. Es así, que Dorais *et al.* (1997) y Rapela *et al.* (2008) dataron a partir de circones la facies principal en 368 ± 2 Ma y 333 ± 33 Ma, respectivamente. Por otra parte, las edades Rb/Sr arrojan valores de 399 ± 25 Ma (Rapela 1982) y 333 ± 33 Ma (Rapela *et al.* 1991). Cabe aclarar que estas edades no necesariamente reflejan la de cristalización, ya que la actividad hidrotermal puede alterar los resultados. El hidrotermalismo post-magmático podría haber sido el generador del lavado de los álcalis, lo que le aporta el carácter peraluminoso al batolito (Demange *et al.* 1996). Finalmente, el último calentamiento del sistema ($300-400^\circ\text{C}$) fue datado por K/Ar en muscovita por Jordan *et al.* (1989), arrojando una edad de 336 ± 3 Ma, lo que implica un rápido enfriamiento del batolito posterior a su emplazamiento. En cuanto a su relación estratigráfica, el batolito intruye al Complejo Metamórfico Sierra Chica, estableciendo una inconformidad entre ambas unidades. Es, a su vez, parte del basamento de la región y subyace a las unidades cenozoicas, las cuales están en discordancia.

4.3 Cenozoico

4.3.1 Cuaternario

En las Sierras Pampeanas, el Cenozoico está representado en el relleno de los valles estructurales (Beltramone 2007b, Guerreschi y Martino en Ramos *et*

al. 2014), donde también es posible encontrar superficies erosivas escalonadas definidas como “pampas de altura” por Carignano *et al.* (1999, 2014).

La información recopilada para la sedimentación de esta era en la región es limitada. Los afloramientos son discontinuos, con poco espesor y no poseen buena continuidad estratigráfica. A su vez, en la Sección Sur se encuentran ausentes. Esto dificulta el establecimiento de una estratigrafía única. En consecuencia, se decidió tomar como referencia un afloramiento ubicado al sur de la Sección Norte, camino a Jarillas (31°31'9.59"S, 64°32'2.28"O) para caracterizar la naturaleza de los depósitos de una manera más acertada.

Se interpretó que la sucesión identificada poseería edad pleistocena debido a su grado de consolidación y posicionamiento estratigráfico. A partir de este afloramiento de 6 m de potencia se efectuó la realización de un panel (Ver Anexo III) y su correspondiente perfil sedimentario (Figura 4.8). En el análisis llevado a cabo, que se detalla a continuación, se definieron cuatro alonidades, correspondientes a unidades limitadas por discontinuidades (Bossi 1989). Se utilizó este tipo de unidades para realizar una mejor caracterización de los depósitos cuaternarios.

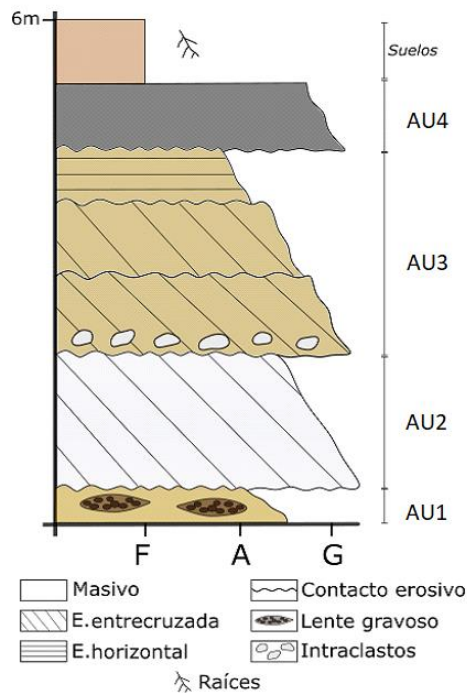


Figura 4.8: Perfil sedimentario de los depósitos cuaternarios del área de estudio.

4.3.1.1 Pleistoceno (3 y 4)

Alounidad 1

La unidad se ubica en la parte sur del panel, con un espesor máximo de 40 cm. Se compone de arena gruesa a grava mediana, con clastos predominantemente cuarzosos aislados de hasta 10 cm (Figura 4.9). La arena se caracteriza por su tamaño de grano mediano a grueso y una composición general cuarzo feldespática, con granos de origen metamórfico subordinados.

Inmersos en la arena es posible identificar pequeñas lentes gravosas. Éstas poseen una dimensión promedio de 30 cm de ancho por 7 cm de alto y la composición de los clastos de grava es principalmente cuarzo y granitoides. La matriz es arenosa gruesa, de color pardo castaño.

Esta unidad es interpretada como depósitos fluviales correspondientes a una planicie de inundación fluvial con presencia de canales encapsulados.



Figura 4.9: Detalle de la Alounidad 1.

Alounidad 2

La alounidad 2 presenta una potencia máxima de 2 m y se compone de un banco formado por gravas con base fuertemente erosiva (Figura 4.10). Las gravas, de color blanquecino son matriz-soportada a clasto-soportada por sectores y exhiben estratificación entrecruzada tabular planar. La matriz está conformada por arena gruesa fuertemente cementada por carbonato de calcio.

Se trata de un depósito fluvial que retrabajó probablemente un nivel de calcrete o caliche. Los calcretes han sido reconocidos en otros sectores del área de estudio (Gaido *et al.* 2005) y evidencian procesos edáficos durante periodos de estabilidad climática y sedimentaria.



Figura 4.10: Detalle de Alounidad 2.

Alounidad 3

Esta alounidad, de color pardo castaño, corresponde a un banco de arena gravosa con geometría tabular. La base es erosiva y en la sección inferior se observan clastos de un tamaño de 50 cm (en promedio) de la subyacente Alounidad 2. La potencia máxima de la unidad es aproximadamente 3 m.

Presenta estratificación entrecruzada de bajo ángulo a horizontal. Internamente se reconocen arreglos granodecipientes, que inician con grava arenosa clasto-soportada y culminan con arena gravosa. A su vez, la unidad en su totalidad aumenta su porcentaje de arena hacia el tope. Composicionalmente, se observan clastos de cuarzo y granitoides de entre 10 y 20 cm (Figura 4.11).

Esta alonidad es interpretada como depósitos de barras gravo-arenosas a areno-gravosas de un sistema fluvial.

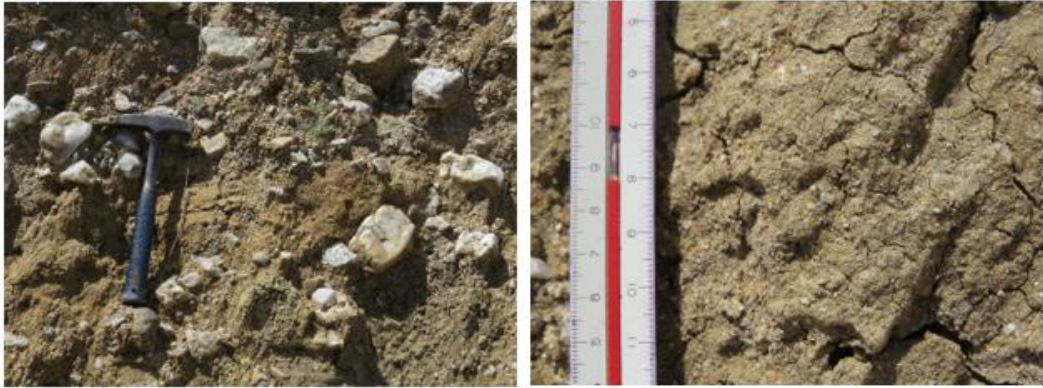


Figura 4.11: Detalle de los depósitos gravo-arenosos de la Alonidad 3 donde se observan clastos de cuarzo

Alonidad 4

La Alonidad 4 está formada por un intervalo gravoso clasto soportado de color gris oscuro (Figura 4.12). La unidad presenta base fuertemente erosiva y un arreglo granodecreciente, la potencia máxima es de un metro. Posee clastos angulosos a subredondeados y matriz arenosa de composición metamórfica. Se observan, a su vez, algunos bloques de naturaleza cuarzosa y metamórfica de gran tamaño (hasta 40 cm), predominantemente angulosos.

Esta unidad es interpretada como depósitos de un canal fluvial fuertemente erosivo. Probablemente, la dominante composición metamórfica observada en este intervalo, evidencie un cambio en la procedencia de la fuente de aporte con respecto a las unidades subyacentes.

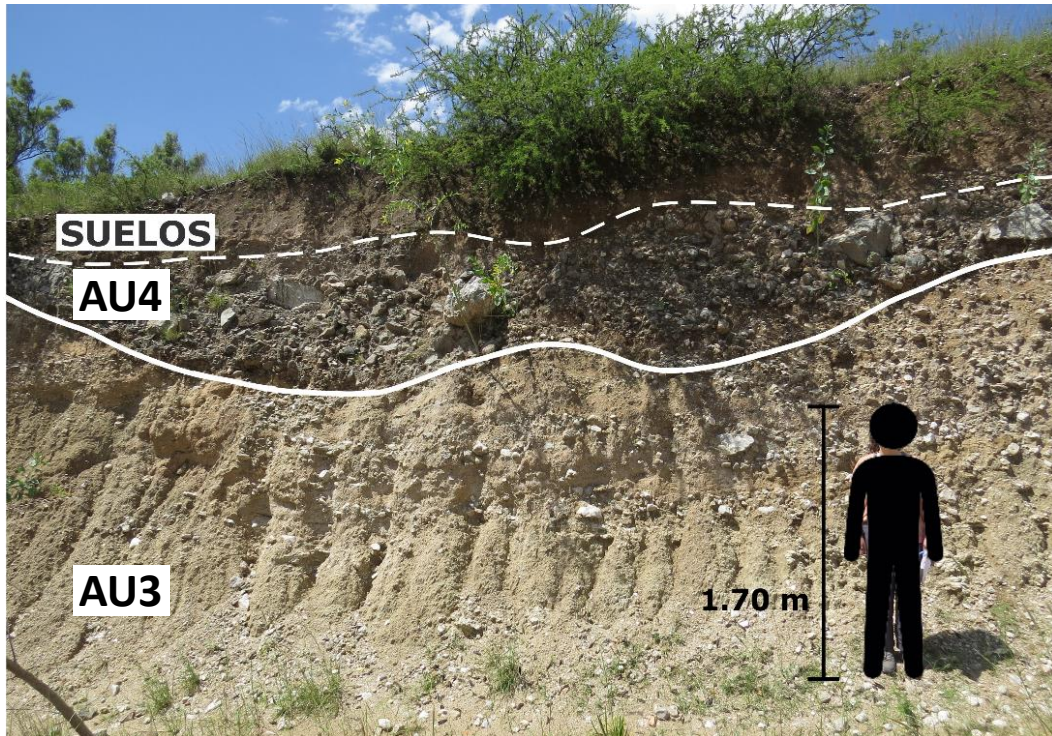


Figura 4.12: Alounidades 3 y 4.

4.3.1.2 Holoceno

Depósitos fluviales inconsolidados (5)

La sedimentación holocena corresponde a depósitos inconsolidados de origen fluvial principalmente. Se componen de gravas y arenas de tamaño variable, así como también limos y arcillas, dependiendo de la competencia del curso fluvial. Los sedimentos se localizan en las planicies aluviales de los ríos (Figura 4.13).



Figura 4.13: Depósitos fluviales recientes del río San Antonio en Playas de Oro (arriba) y Playa de Los Hippies (abajo).

Desarrollo de suelos

Los suelos se caracterizan por la presencia de un alto contenido de materia orgánica y por el crecimiento de la vegetación (Figura 4.13), lo que puede generar precipitación de minerales localizada. Poseen un espesor de entre 1 y 1,5 m y se los observan en las terrazas de los ríos San Antonio y De la Suela, en el A° San Antonio y en los cortes artificiales sobre la ruta S271 en la vía hacia Las Jarillas (Figura 4.14).



Figura 4.14: Detalle del desarrollo de suelos durante el Holoceno tardío.

5. Geomorfología

El área de estudio se encuentra comprendida dentro de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales (Caminos 1979, Ramos 1999), en la región geomorfológica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Carignano 1997). Está caracterizada por la predominancia de basamento cristalino ígneo-metamórfico fracturado y elevado en bloques, de edad precámbrica a paleozoica inferior. Entre ellos, es posible diferenciar depresiones intermontanas (González Bonorino 1950, Cuerda 1973, Gordillo y Lencinas 1979).

Los bloques que componen al basamento conforman los cordones de Sierra Grande al oeste y Sierra Chica al este, ambos con rumbo norte-sur. La vergencia predominante es hacia el este (Gaido *et al.* 2005). Los lineamientos orográficos son levantados por fallas inversas y se encuentran separados por la presencia de la depresión estructural del Valle de Punilla, lugar en donde se ubica la Sección Norte de este trabajo (Figura 5.1).

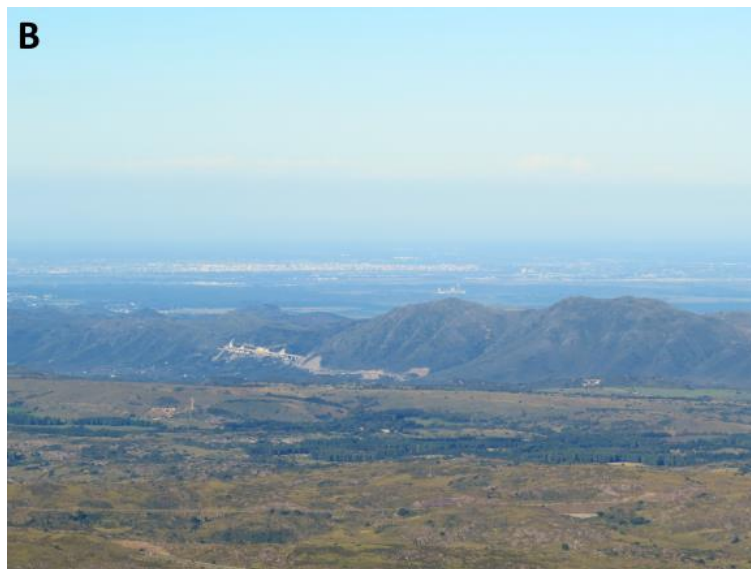


Figura 5.1: A) Vista hacia Sierra Grande. B) Cordón de Sierra Chica. Por delante, Valle de Punilla; por detrás se observa la Ciudad de Córdoba.

En la región es posible distinguir dos tipos de geoformas: aquellas relacionadas a niveles de erosión o superficies antiguas y las que se generan como consecuencia de la acción de la red fluvial activa en la actualidad (Beltramone 2007a). A partir de lo explicitado anteriormente, es posible identificar tres unidades geomórficas: Subregión del macizo de la Sierra Grande, Subregión del macizo de la Sierra Chica y Subregión de los valles estructurales (Barbeito *et al.* 2000).

5.1 Subregión del macizo de la Sierra Grande

Esta unidad geomorfológica se ubica hacia el oeste de la región, comprendiendo el sector occidental de la Sección Norte y la totalidad de la Sección Sur. Se caracteriza por poseer un núcleo de basamento ígneo metamórfico donde es posible distinguir la presencia de gneises. A su vez, cuenta con sectores de bloques predominantemente graníticos correspondientes a las intrusiones del batolito de Achala (Beltramone 2007). Dicho basamento se encuentra basculado, fallado y fracturado (Figura 5.2) a causa de los procesos tectónicos y erosivos que tuvieron lugar en la región. La zona granítica más elevada posee un relieve de pampas de altura, denominado Pampa de Achala, aproximadamente a 2100 m.s.n.m. (Beltramone 2007b). Estas superficies se interpretan como peneplanicies (Vazquez *et al.* 1979, Rabassa *et al.* 1996) formadas en el Paleozoico, que luego fueron afectadas por la tectónica que formó las sierras. Los procesos correspondientes a la orogenia Andina afectaron la continuidad física de las rocas presentes y dieron lugar a un rejuvenecimiento del paisaje y encajonamiento de los ríos actuales (Groeber 1951). A su vez, no se reconocen elementos morfológicos que evidencien pedimentación (Beltramone 2007b), lo que soporta la hipótesis sobre la génesis anteriormente mencionada.



Figura 5.2: Vista de bloques de basamento de Sierra Grande.

La unidad se caracteriza por la ausencia de cobertura sedimentaria y los ríos que allí nacen corren sobre roca (Figura 5.3). La red de drenaje es dendrítica, en sectores controlada por la vasta cantidad de fracturas presentes (Lecomte *et al.* 2009). Los cursos poseen un hábito predominantemente meandriforme, localmente entrelazados. Los depósitos fluviales son escasos y mayoritariamente gravosos. La dirección de flujo general es hacia el este, donde se ubica el Valle de Punilla.



Figura 5.3: Punto de muestreo Lágrima del Indio, Sección Sur.

5.2 Subregión del macizo de la Sierra Chica

El cordón de Sierra Chica es el límite este de la región, abarcando el margen oriental de la Sección Norte. Al igual que Sierra Grande, está conformado por bloques de basamento ígneo metamórfico con intrusiones graníticas que en algunos casos poseen textura pegmatítica (Gaido *et al.* 2005). La altura media del lineamiento en la sección es de 900 m.s.n.m. Su morfología es asimétrica, con basculamiento de bloques hacia el este y una escarpa de falla pronunciada en el oeste, mientras que la pendiente oriental es más tendida. Dicho escarpe está generado por la falla inversa que eleva la sierra (Bonalumi *et al.* 1998).

Respecto a la hidrología, el sistema de drenaje es subdendrítico, con usual ocurrencia de tramos rectos a causa de los controles estructurales que ejercen las fracturas allí presentes. Los cursos fluviales en su mayoría corren encajados en angostos valles en “V” (Gaido *et al.* 2005).

5.3 Subregión de los valles estructurales

La Subregión de los valles estructurales se encuentra limitada por fallas inversas regionales de rumbo norte-sur y, en el área que comprende este trabajo, contiene un relleno sedimentario de edad cuaternaria (Kröhling y Carignano 2014). La porción central de la Sección Norte pertenece a esta subregión, dentro del Valle de Punilla (700 m.s.n.m.).

Los sistemas fluviales poseen hábito meandriforme y constituyen el principal agente de generación de geformas del área (Figura 5.4), con la subordinación de procesos tectónicos. Se define la dinámica del sistema como de carácter torrencioso con una importante influencia en los procesos gravitacionales (Beltramone 2005). Los cursos que nacen en las sierras se ven afectados por una disminución de la pendiente al ingresar en el valle, lo que genera una pérdida en su capacidad de transporte. En consecuencia, se da la generación de morfologías por depositación de material. Éstas son factibles de ser clasificadas en dos grandes tipos: aquellas pertenecientes al piedemonte y un segundo grupo inherente a los cauces fluviales. Ambos se localizan mayoritariamente en la depresión intermontana, aunque cabe mencionar que es posible encontrar terrazas o barras en las zonas más elevadas del sistema (regiones serranas).



Figura 5.4: Vista del Río San Antonio en la localidad San Antonio de Arredondo.

5.3.1 Piedemonte

Los depósitos pedemontanos se ubican al este de la Sección Norte, conformando el piedemonte de Sierra Chica. Las geoformas se interpretan como antiguos abanicos y conos de deyección que hoy en día se encuentran cubiertos por vegetación. Tienen su nacimiento al pie de la Sierra Chica y se desarrollan hacia el centro del Valle de Punilla. Se trata en su mayoría de fanglomerados de origen fluvial pobremente consolidados (Figura 5.5).



Figura 5.5: Afloramiento de depósitos de piedemonte de Sierra Chica.

5.3.2 Depósitos aluviales

Los depósitos del segundo tipo se localizan principalmente en las márgenes del río San Antonio. Estos pueden dividirse, a su vez, en dos categorías. Depósitos fluviales antiguos, los cuales se presentan en forma de terrazas; y depósitos fluviales actuales, que conforman la planicie de inundación y barras dentro de los cauces (Figura 5.6a y 5.6b). Las planicies de inundación son arenogravosas y se encuentran bien definidas, pudiendo estar en uno o ambos márgenes del curso.

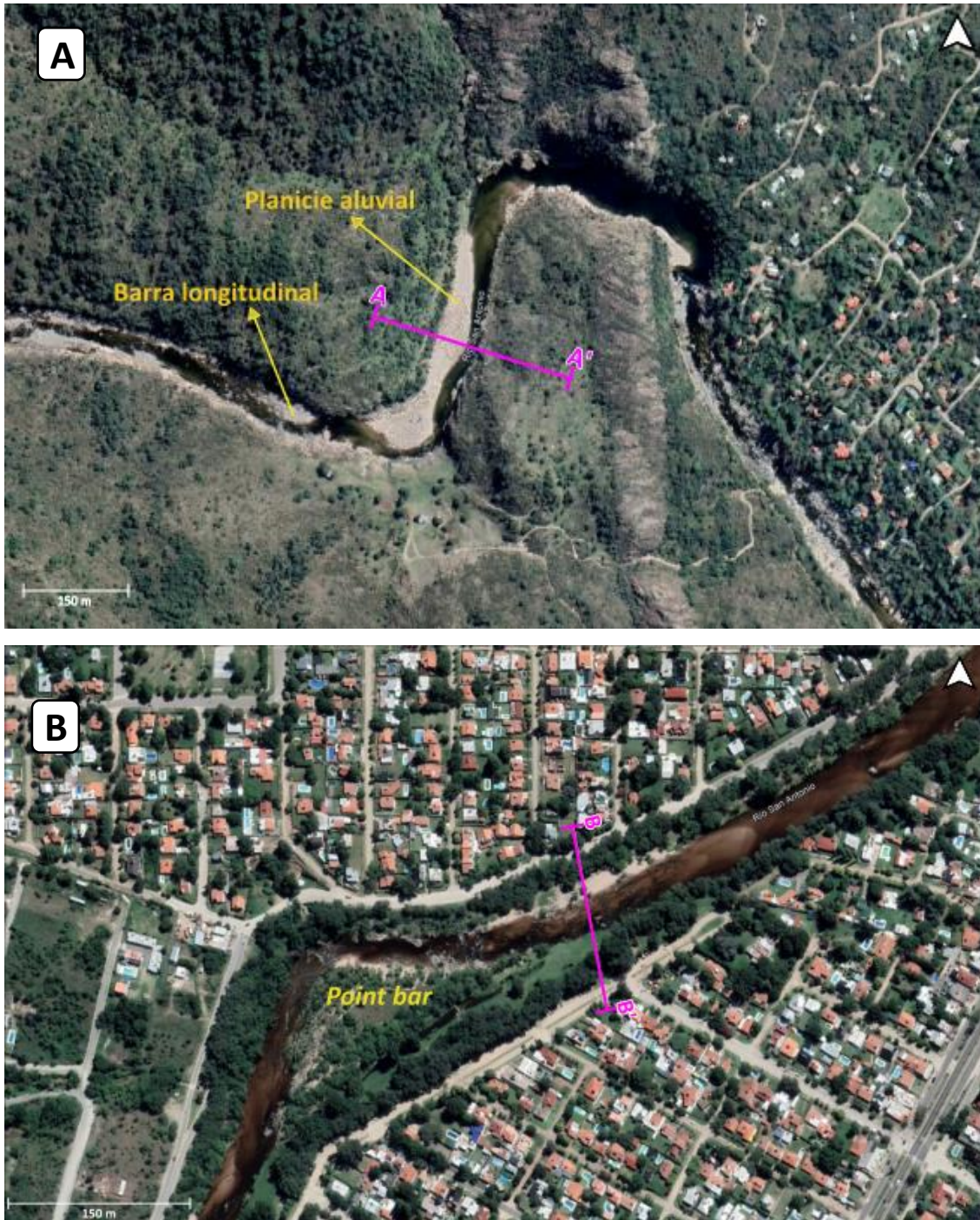


Figura 5.6: Geoformas del río San Antonio en punto de muestreo (A) “Playa de los Hippies”, margen oeste de Sección Norte y (B) en Valle de Punilla, centro de Sección Norte. Las secciones AA’ y BB’ corresponden a perfiles topográficos (ver Figuras 5.7 y 5.8).

Las terrazas, por su parte, pueden ser tanto de carácter aluvial como rocoso, y su ocurrencia es asimétrica. Se identificaron hasta tres niveles originados debido a la

actividad tectónica de la orogenia Andina (Groeber 1951). Cabe mencionar que la existencia de cobertura sedimentaria de las terrazas aluviales está directamente relacionada a la subregión por la que corre el río. Las secciones más elevadas que fluyen en el sustrato rocoso de las peneplanicies cuentan con la presencia de ambos tipos de terraza (Figura 5.7), mientras que en la depresión intermontana sólo puede encontrarse la de tipo aluvial (Figura 5.8).

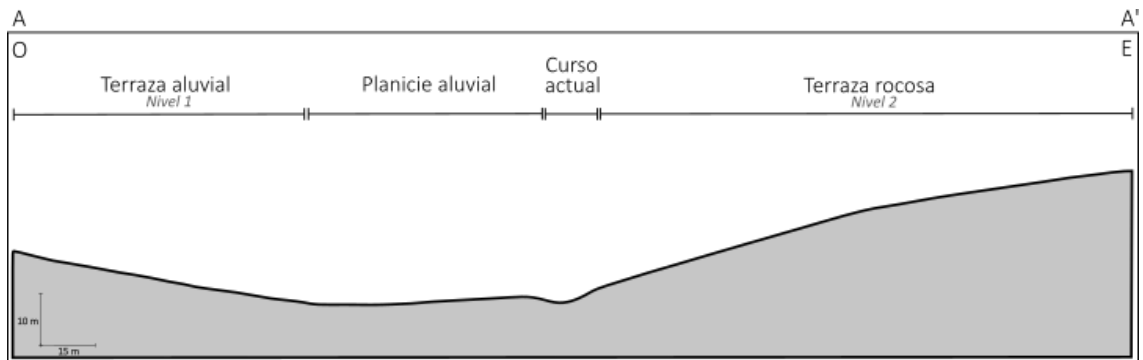


Figura 5.7: Perfil topográfico AA' en punto de muestreo "Playa de los Hippies".



Figura 5.8: A) Terrazas aluviales del río San Antonio, margen norte.

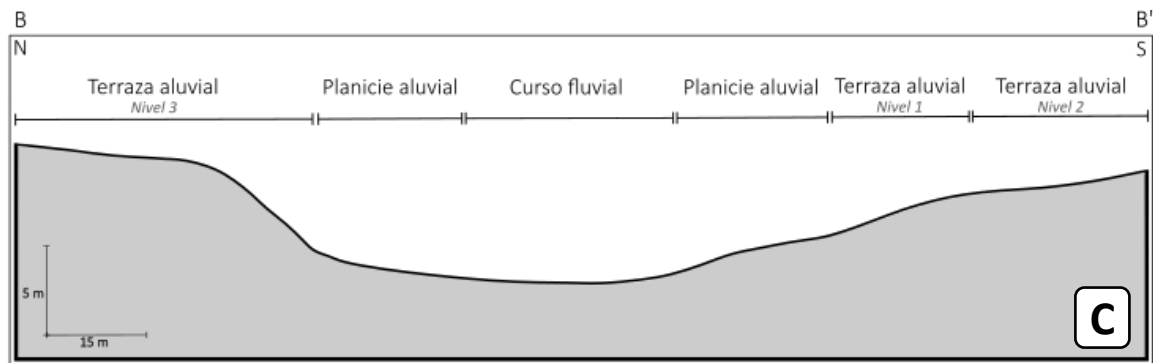


Figura 5.8: B) Terrazas aluviales del río San Antonio, margen sur. C) Perfil topográfico BB'.

6. Modas detríticas

Con el objetivo de estudiar la certeza o validez del análisis de proveniencia propuesto por Dickinson *et al.* (1983) aplicado al estudio de las arenas originadas en las Sierras Pampeanas, se realizó un análisis composicional de los depósitos actuales de los ríos en la región de estudio que abarca este trabajo. Dichos cursos fluviales poseen un área fuente conocida y su ambiente tectónico es también sabido. El Río de la Suela posee una fuente de aporte totalmente granítica, mientras que la del Arroyo San Antonio es completamente metamórfica. El Río San Antonio, en contraposición, posee áreas de aporte de ambas naturalezas, por lo que composicionalmente muestra una mezcla. El análisis de imágenes satelitales y de geomorfología llevado a cabo permitió realizar una selección de puntos de muestreo en los que se tenía certeza de la ausencia de otras posibles fuentes de aporte.

6.1 Composición modal de arenas

Se presenta la distribución areal (Figura 6.1) y composición modal de las arenas de los ríos San Antonio, De la Suela y el A° San Antonio, obtenida a partir del muestreo y análisis anteriormente mencionado (Tabla 6.1). Cabe mencionar que la metodología de conteo utilizada fue el método Gazzi-Dickinson y que luego los componentes fueron regenerados para comparar los resultados obtenidos.

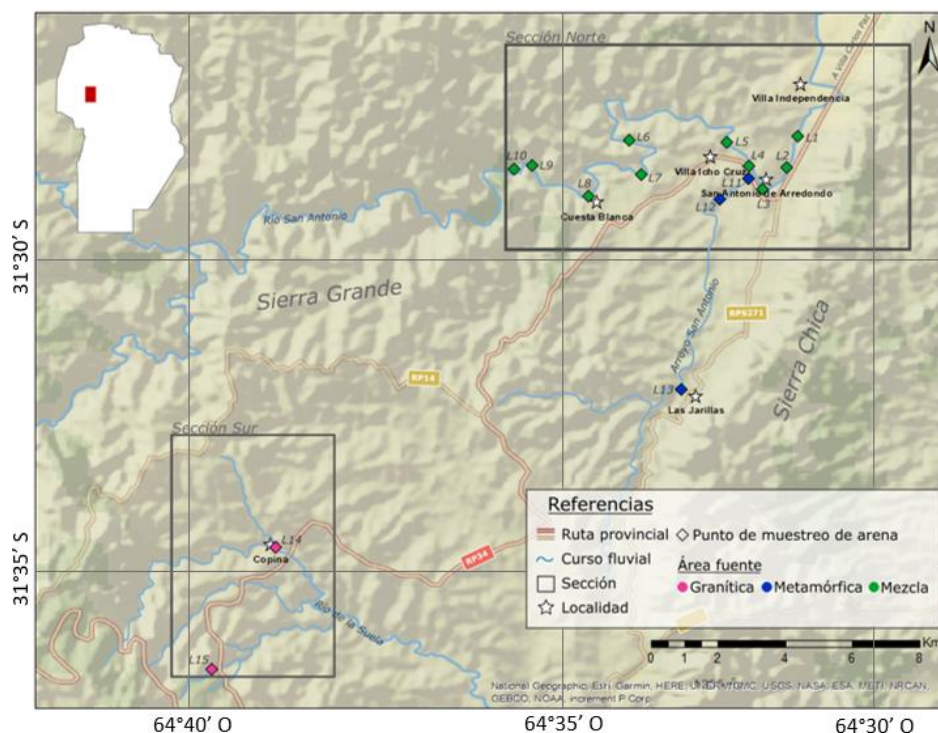


Figura 6.1: Distribución areal de los puntos de muestreo de arenas.

A

MUESTRA	CUARZO			FELDESPATOS			LITICOS											M	
	Qmr	Qmo	Qpg	FK	Plg	Mc	Lv	Lp	Lsci	Lsce	Lmm	Lmqm	Lmq	Lmqf	Lmag	Lmgr	Lmgn		Lg
L1 (Badén)	25%	1%	0%	35%	12%	14%	0%	0%	0%	0%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	8%
L2 (Triángulo)	31%	1%	0%	22%	12%	7%	0%	0%	1%	0%	3%	3%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	20%
L3 (La curva)	43%	0%	0%	28%	10%	5%	0%	0%	1%	1%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	12%
L4 (Puente peatonal)	28%	1%	0%	28%	15%	5%	0%	0%	1%	0%	4%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	15%
L5 (Final Arredondo)	36%	0%	1%	29%	11%	7%	0%	0%	4%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	10%
L6 (Piedras Negras)	39%	0%	1%	23%	14%	10%	0%	0%	1%	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	10%
L7 (Tala Huasi)	39%	3%	0%	32%	14%	3%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	11%
L8 (Puente Cuesta Blanca)	31%	9%	1%	27%	9%	6%	0%	0%	1%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	15%
L9 (Diquecito)	33%	19%	0%	26%	9%	0%	0%	0%	1%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	10%
L10 (Playa de los hippies)	35%	0%	0%	28%	10%	6%	0%	0%	0%	0%	2%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	17%
L11 (Desembocadura A° San Antonio)	45%	0%	2%	15%	5%	2%	0%	0%	1%	0%	0%	3%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	27%
L12 (Zanjón Los sauces)	37%	0%	2%	13%	9%	0%	0%	0%	1%	2%	0%	3%	1%	0%	1%	0%	0%	0%	31%
L13 (Jarillas)	35%	0%	8%	24%	7%	0%	0%	0%	4%	3%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	16%
L14 (La suela)	49%	0%	0%	33%	7%	2%	0%	0%	0%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	7%
L15 (Lágrima del Indio)	47%	0%	0%	31%	9%	6%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	7%

B

MUESTRA	CUARZO			FELDESPATOS			LITICOS											M	
	Qmr	Qmo	Qpg	FK	Plg	Mc	Lv	Lp	Lsci	Lsce	Lmm	Lmqm	Lmq	Lmqf	Lmag	Lmgr	Lmgn		Lg
L1 (Badén)	7%	0%	0%	21%	6%	6%	0%	0%	0%	0%	6%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	47%	4%
L2 (Triángulo)	13%	0%	0%	12%	4%	1%	0%	0%	1%	0%	3%	8%	0%	0%	0%	0%	1%	44%	12%
L3 (La curva)	22%	0%	0%	13%	5%	4%	0%	0%	1%	0%	0%	10%	0%	0%	0%	0%	4%	41%	0%
L4 (Puente peatonal)	16%	1%	0%	15%	8%	4%	0%	0%	1%	0%	4%	2%	0%	0%	0%	0%	1%	37%	10%
L5 (Final Arredondo)	21%	0%	0%	15%	8%	3%	0%	0%	4%	0%	2%	3%	0%	3%	0%	0%	2%	38%	3%
L6 (Piedras Negras)	25%	0%	0%	11%	12%	10%	0%	0%	1%	0%	1%	2%	0%	0%	0%	0%	2%	33%	3%
L7 (Tala Huasi)	12%	0%	0%	8%	5%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%	0%	0%	67%	4%
L8 (Puente Cuesta Blanca)	21%	5%	0%	16%	7%	2%	0%	0%	1%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	42%	6%
L9 (Diquecito)	24%	12%	0%	18%	8%	0%	0%	0%	1%	1%	1%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	27%	6%
L10 (Playa de los hippies)	27%	0%	0%	20%	6%	4%	0%	0%	0%	0%	2%	6%	0%	2%	0%	0%	0%	22%	11%
L11 (Desembocadura A° San Antonio)	17%	0%	0%	5%	4%	0%	0%	0%	1%	0%	4%	7%	14%	7%	3%	21%	11%	0%	5%
L12 (Zanjón Los sauces)	13%	0%	0%	3%	5%	0%	0%	0%	1%	2%	4%	7%	7%	10%	4%	14%	24%	0%	8%
L13 (Jarillas)	13%	0%	2%	9%	5%	0%	0%	0%	4%	3%	3%	1%	9%	16%	1%	18%	9%	0%	7%
L14 (La suela)	15%	0%	0%	9%	2%	0%	0%	69%	0%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%
L15 (Lágrima del Indio)	23%	0%	0%	15%	4%	2%	0%	55%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%

Tabla 6.1: Modas detríticas de las arenas muestreadas. A) Según conteo Gazzi-Dickinson. B) Modas regeneradas.

Qmr: cuarzo monocristalino con extinción relámpago, Qmo: cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, Qpg: cuarzo policristalino granoso, FK: feldespatos potásicos ortosa y sanidina, Plg: plagioclasa, Mc: microclino, Lv: lítico volcánico, Lp: lítico plutónico, Lsci: lítico carbonático de origen intracuencal, Lsce: lítico carbonático extracuencal, Lmm: equisto micáceo, Lmqm: esquisto cuarzo-micáceo, Lmq: esquisto cuarzoso, Lmqf: esquisto cuarzo-feldespático, Lmag: lítico metamórfico anfibolita-granate, Lmgr: lítico metamórfico "granitoide", Lmgn: gneis, Lg: lítico granitoide, M: minerales accesorios.

A continuación, se detallan las observaciones realizadas al microscopio para las muestras de arena recolectadas. Debe tenerse en cuenta que, dado el elevado porcentaje de minerales accesorios presente (superior al 10%), se decidió realizar una descripción detallada.

Cuarzo: El cuarzo se presenta en individuos limpios, mayoritariamente con forma subhedral, subangulosos. En ocasiones presentan con inclusiones fluidas. En aquellas muestras que se identificó que poseen aporte metamórfico es posible observar individuos con disolución parcial. El crecimiento secundario es frecuente. La extinción predominante es relámpago. Sin embargo, en algunos casos se distingue extinción ondulosa, especialmente en aquellas muestras con aporte metamórfico. Se nota la presencia tanto de cuarzo monocristalino como policristalino, siendo el primero el de mayor abundancia (Figura 6.2). El cuarzo policristalino, en general, posee textura granoblástica gruesa (Figura 6.2f).

Feldespatos: El feldespato potásico (esta subdivisión incluye ortosa y sanidina, microclino considerado aparte) se presenta en individuos con formas cristalinas preservadas, subhedrales a euhedrales, subangulosos. Presentan alteración a arcillas de intensidad variable y, en gran parte de los casos, con un moderado a fuerte reemplazo a carbonatos. Es posible observar individuos con inclusiones de cuarzo. Las muestras que cuentan con aporte metamórfico presentan rasgos de disolución. Por otro lado, en algunas ocasiones se identificó la existencia de pertitas (Figura 6.3a-d).

El microclino posee forma general subhedral y su característica macla en arpillera, la cual puede verse deformada a causa de los procesos metamórficos que afectaron a la roca fuente. Puede encontrarse tanto en individuos limpios como con alteración a sericita o presencia de inclusiones mecánicas (Figura 6.3e-h).

La plagioclasa se presenta en individuos con formas cristalinas preservadas, subhedrales a euhedrales, subangulosos y con macla polisintética. En aquellas muestras con aporte metamórfico se observó una pérdida parcial de dicha macla en algunos casos. Las muestras de proveniencia granítica muestran algunos individuos con inclusiones de feldespato potásico. En todos los casos suele presentar una alteración

moderada a carbonatos y arcilla. La alteración a arcillas e inclusiones de minerales opacos se encuentran subordinadas (Figura 6.4a y b).

Líticos plutónicos: Los líticos plutónicos son en su totalidad de composición granítica y poseen textura granosa inequigranular. Están compuestos principalmente por cuarzo, feldespatos y micas (Figura 6.4c-f). Tanto el cuarzo como los feldespatos suelen poseer forma subhedral, mientras que la muscovita y la biotita son predominantemente euhedrales. La alteración de los fragmentos en general es leve, estando concentrada en los feldespatos (alteración a arcillas y carbonatos). La biotita muestra inclusiones de circón.

Líticos sedimentarios: Los fragmentos líticos de carácter sedimentario presentes corresponden en su totalidad a fragmentos carbonáticos de origen intracuencal de diversas morfologías, siendo éstas predominantemente redondeadas (Figura 6.4g y h).

Líticos metamórficos: Se identifican varios tipos de fragmentos líticos metamórficos, los cuales difieren en composición, grado de metamorfismo y, consecuentemente, textura. Los litotipos diferenciados son los siguientes: (1) esquisto micáceo, (2) esquisto cuarzo-micáceo, (3) esquisto cuarzoso, (4) esquisto cuarzo-feldespático, (5) lítico metamórfico anfibolita-granate, (6) lítico metamórfico tipo gneis, (7) lítico metamórfico “granitoide”. Este último hace referencia a aquellos líticos metamórficos cuya textura y paragénesis se asemeja a la de un granitoide. En todos los casos es frecuente la ocurrencia de un precipitado carbonático en los bordes del fragmento. Sus características se detallan a continuación.

- **Esquistos micáceos:** Su composición comprende más de un 80% de micas, principalmente de clorita y biotita. Estos minerales se presentan orientados en una dirección preferencial y pueden alternarse con pequeñas bandas cuarzo-feldespáticas (Figura 6.5a y b).

- **Esquistos cuarzo micáceos:** Similares a los anteriores, con un menor porcentaje de micas y mayor cantidad de cuarzo. Se distinguen bandas de cuarzo policristalino granoso.
- **Esquistos cuarzosos:** Fragmentos líticos compuestos por más de un 80% de cuarzo y micas subordinadas. Presenta cuarzo policristalino con textura granosa (6.5c y d).
- **Esquistos cuarzo-feldespáticos:** Estos líticos poseen abundancia de blastos de cuarzo y feldespato potásico, como lo indica su nombre. Si bien es identificable la foliación debido a la presencia de bandas de micas, éstas son minoritarias. Dichos filosilicatos están representados principalmente por muscovita (Figura 6.5e y f).
- **Lítico metamórfico anfibolita-granate:** Fragmento lítico de grado medio a alto, la textura deja de ser esquistosa, y transiciona a una con mayor carácter granoblástico. Predomina la presencia de anfíboles (de color verde) y granate (Figura 6.5g y h).
- **Líticos metamórficos tipo gneis:** Litotipos con textura granoblástica y alteración moderada a arcillas y carbonatos, afectando principalmente a los feldespatos y plagioclasas. Composicionalmente formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, granate, anfíboles y minerales opacos (Figura 6.6a-d).
- **Líticos metamórficos “granitoides”:** Fragmentos con textura granoblástica, composición predominante cuarzo-feldespática y ausencia de minerales máficos. Tanto los feldespatos potásicos como la plagioclasa poseen una leve a moderada alteración a arcillas y carbonatos. Como minerales accesorios es posible identificar biotita y muscovita (Figura 6.6e-h).

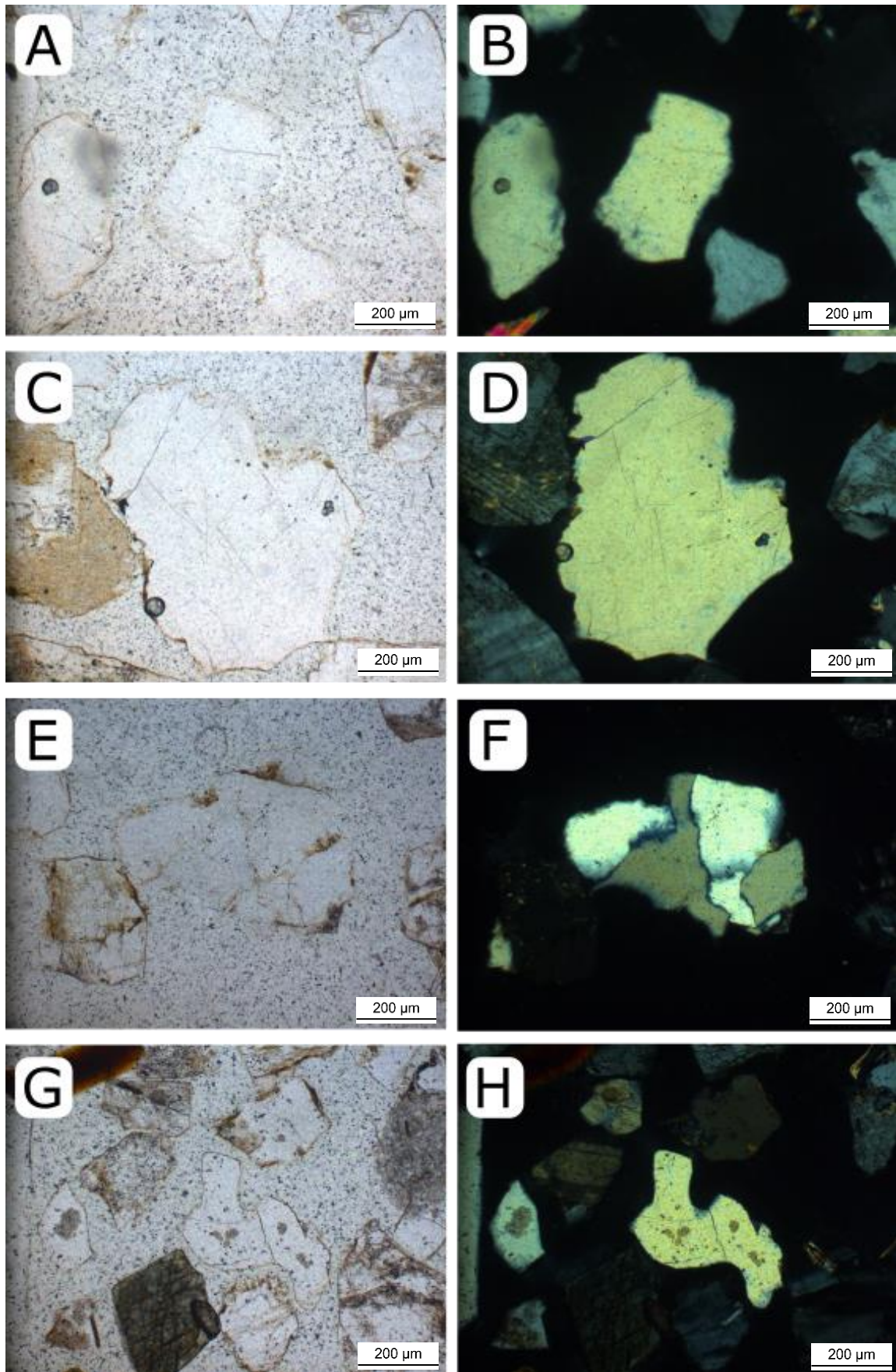


Figura 6.2: A/B) Cuarzo monocristalino, C/D) Cuarzo monocristalino con bordes con disolución, E/F) Cuarzo policristalino, G/H) Cuarzo monocristalino con disolución.

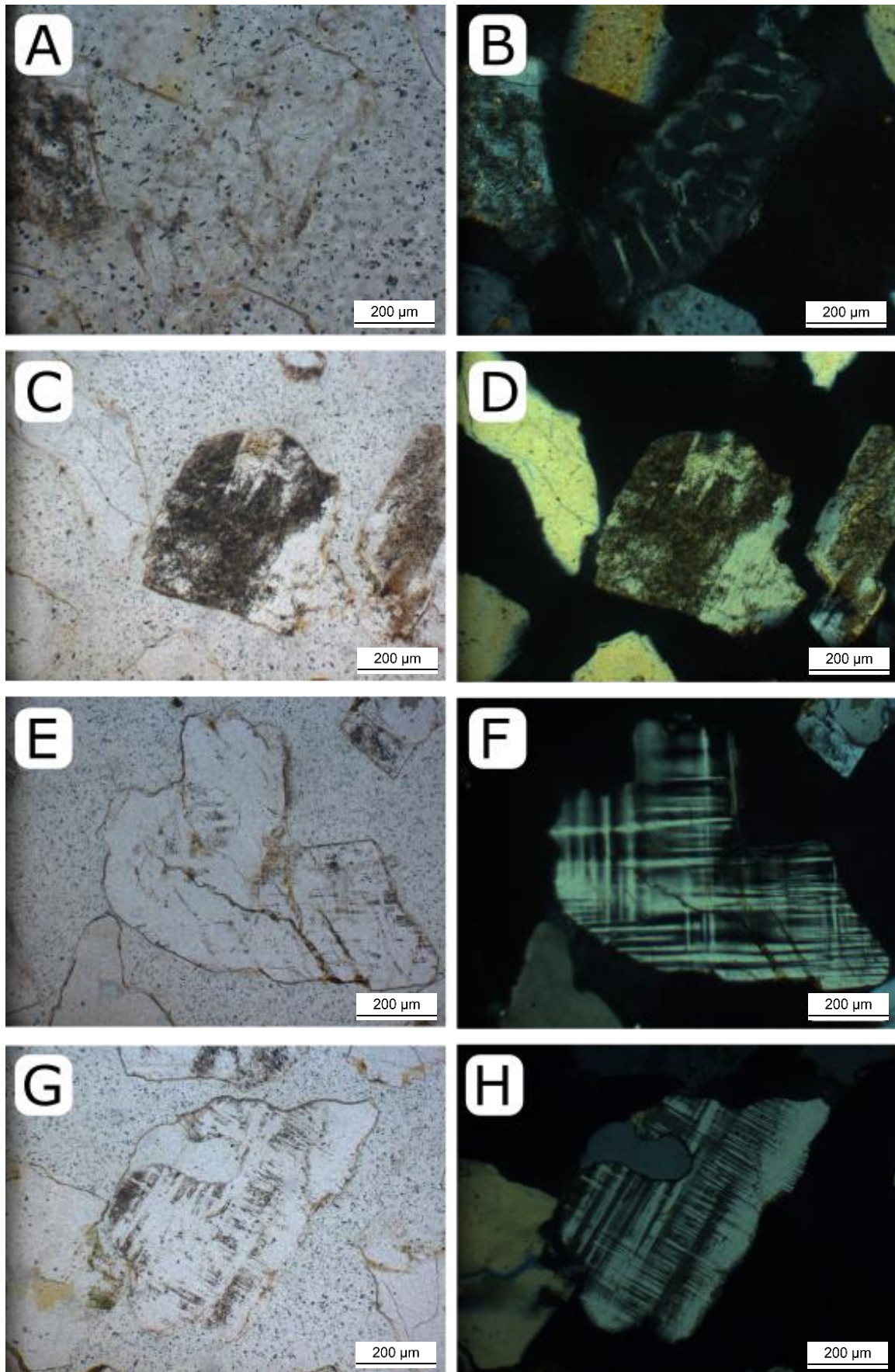


Figura 6.3: A/B) Feldespato potásico con perfitas, C/D) Feldespato potásico con alteración a arcillas, E/F) Microclino, G/H) Microclino con inclusión mecánica.

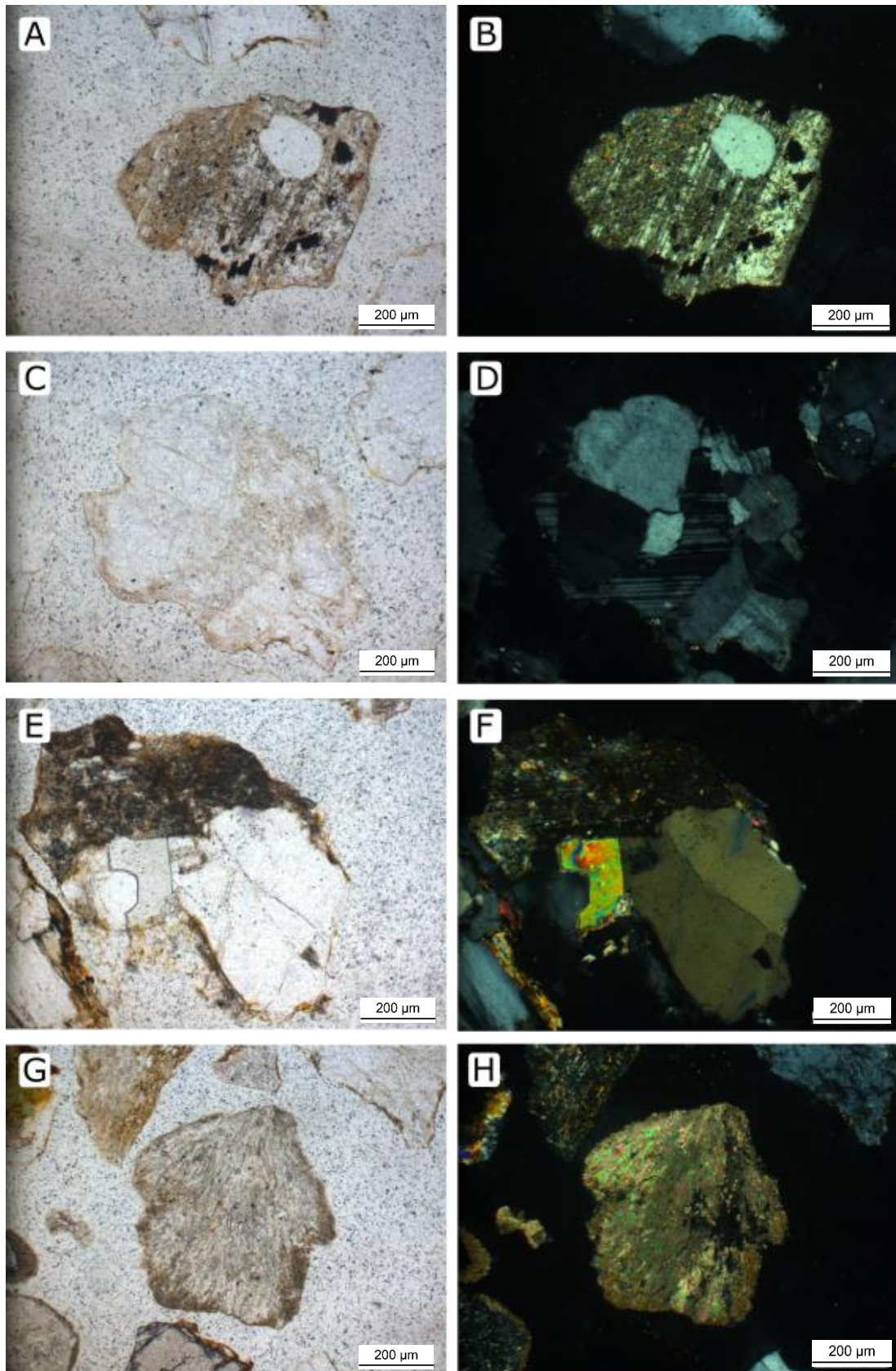


Figura 6.4: A/B) Plagioclasa con alteración a arcilla, carbonatos e inclusiones de feldespato potásico y minerales opacos. C/D) Fragmento de lítico plutónico granítico. E/F) Fragmento de lítico plutónico granítico. G/H) Precipitado de carbonatos de origen intracuencal.

Minerales accesorios: Este grupo se compone principalmente de minerales máficos y micas. Para la descripción se tuvieron en cuenta tanto los clastos de minerales sueltos como los individuos mayores a 62 micrones reconocidos dentro de los distintos tipos de fragmentos líticos. Los tipos observados y sus características principales se listan a continuación.

- **Muscovita:** Se presenta en individuos con formas cristalinas mayoritariamente euhedrales, con extinción tipo “noche de arabia”. En algunos casos puede mostrar fracturas (Figura 6.7a y b).
- **Biotita:** Individuos presentes en todas sus formas, desde formas cristalinas euhedrales a anhedrales. Muestra pleocroísmo en tonos pardo castaño. Puede poseer inclusiones de circones y alteración a cloritas o minerales opacos (Figura 6.7c y d).
- **Anfíbol:** Se distinguen individuos como cristales subhedrales a anhedrales, en ocasiones altamente fracturados. Presenta pleocroísmo en tonos verdes y clivaje definido (Figura 6.7e y f).
- **Piroxeno:** Mineral observado con formas predominantes subhedrales, en ocasiones fracturado. Predominancia de clinopiroxenos, identificados por su extinción. Ausentes en los fragmentos líticos identificados, aunque presentes como cristales aislados (Figura 6.7g y h).
- **Granate:** Amplia presencia en todas las muestras como cristales subhedrales a euhedrales, frecuentemente fracturados. Presentan alto relieve e isotropía característica (Figura 6.8a y b).
- **Yeso:** Mineral minoritario, observado en rocas con área de aporte metamórfico. Presenta leve alteración a minerales opacos (Figura 6.8c y d).

- **Minerales opacos:** Presentes como individuos aislados de forma subhedral a euhedral, génesis primaria, o bien como minerales de alteración de biotita, yeso y plagioclasa. También se observan en diversos litotipos como cristales accesorios subhedrales (Figura 6.8e y f).
- **Carbonatos:** Individuos formados por cristales subhedrales a euhedrales con macla característica y alta birrefringencia (Figura 6.8g y h). Origen extracuencial. Cabe aclarar que, si bien no se identifican afloramientos de este tipo de roca abarcados en las áreas que comprende este trabajo, sí están presentes en la región (Gaido *et al.* 2005).
- **Clorita:** Este mineral se encuentra como mineral de alteración en las biotitas, esquistos micáceos y anfibolitas (Figura 6.9a y b).
- **Sillimanita:** Observada en agregados aciculares y fibrosos, generalmente en líticos granitoides (Figura 6.9c y d). Escasa presencia.
- **Cordierita:** La cordierita se encuentra presente en cristales subhedrales de aproximadamente 500 μm en promedio. Se identifica por su característica macla en peine. La ocurrencia es escasa (Figura 6.9e y f).
- **Alterita:** Probablemente originados por alteración de feldespato potásico o plagioclasa. Clastos de agregados carbonáticos que conservan la forma del cristal original (Figura 6.9g y h). No es posible identificar el mineral previo.

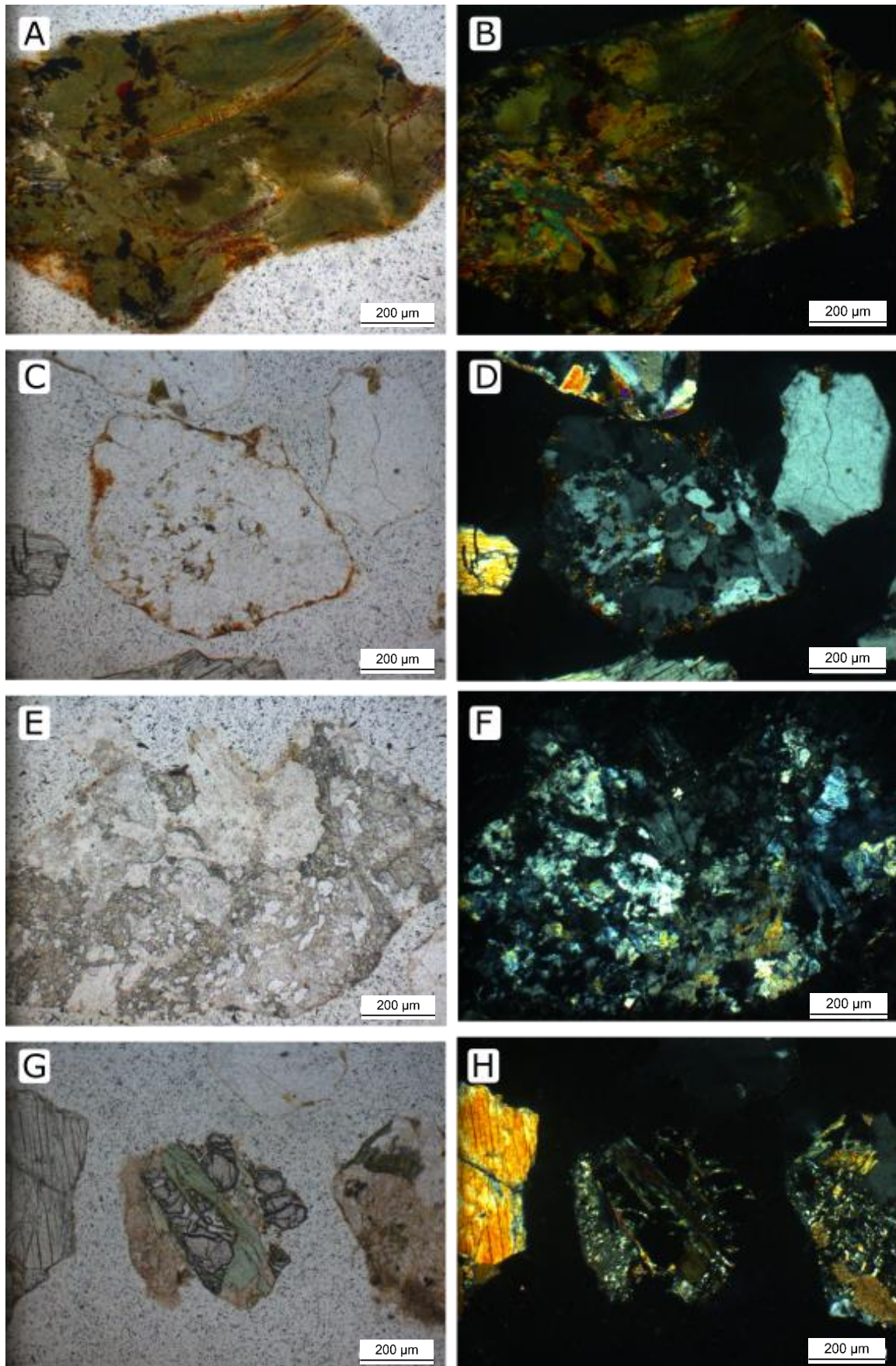


Figura 6.5: A/B) Esquisto micáceo, C/D) Esquisto cuarzoso, E/F) Esquisto cuarzo-feldespático, G/H) Lítico metamórfico anfibolita-granate.

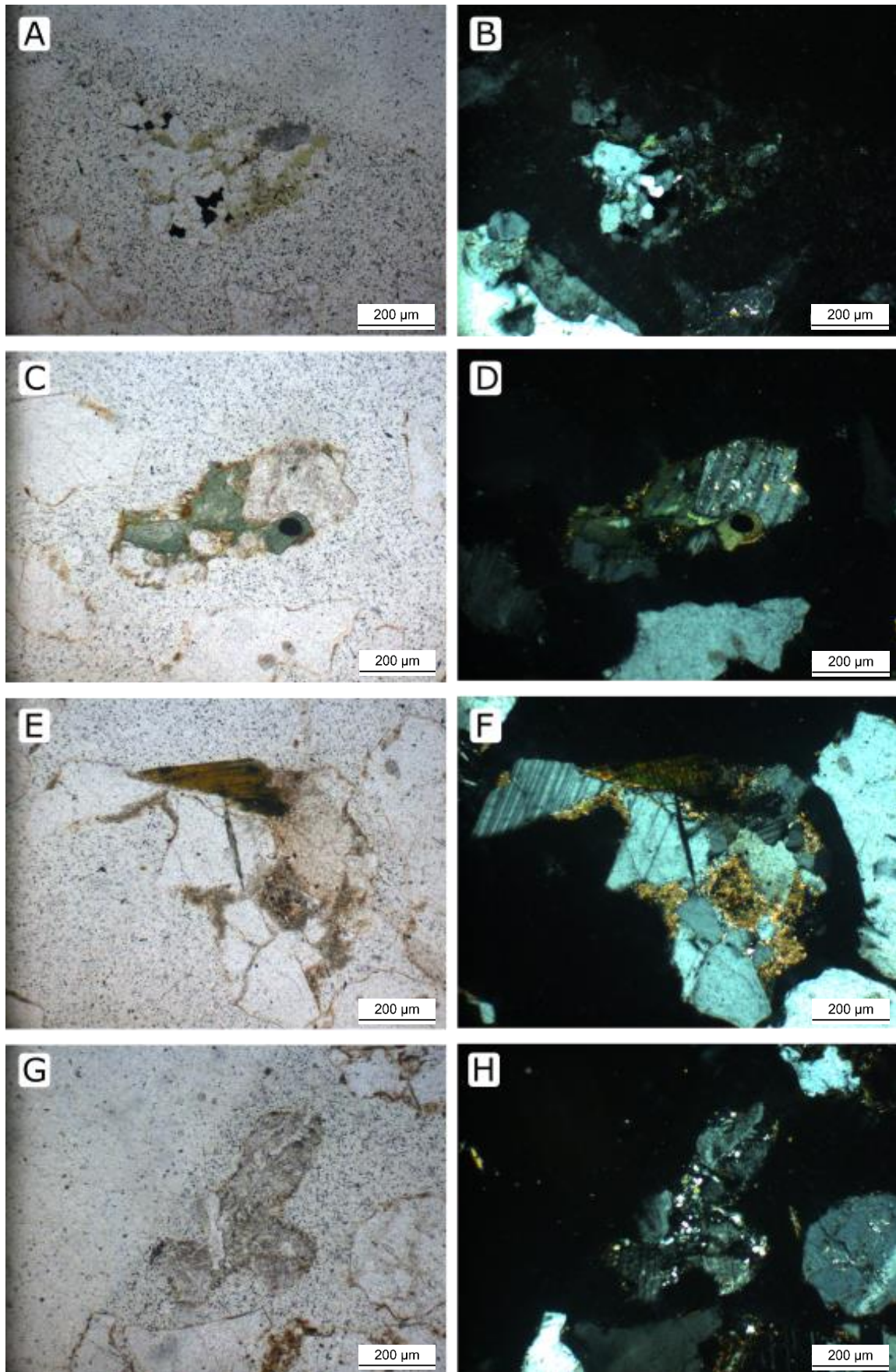


Figura 6.6: A/B) Lítico metamórfico tipo gneis, C/D) Lítico metamórfico tipo gneis, E/F) Lítico metamórfico “granitoide”, G/H) Lítico metamórfico “granitoide”.

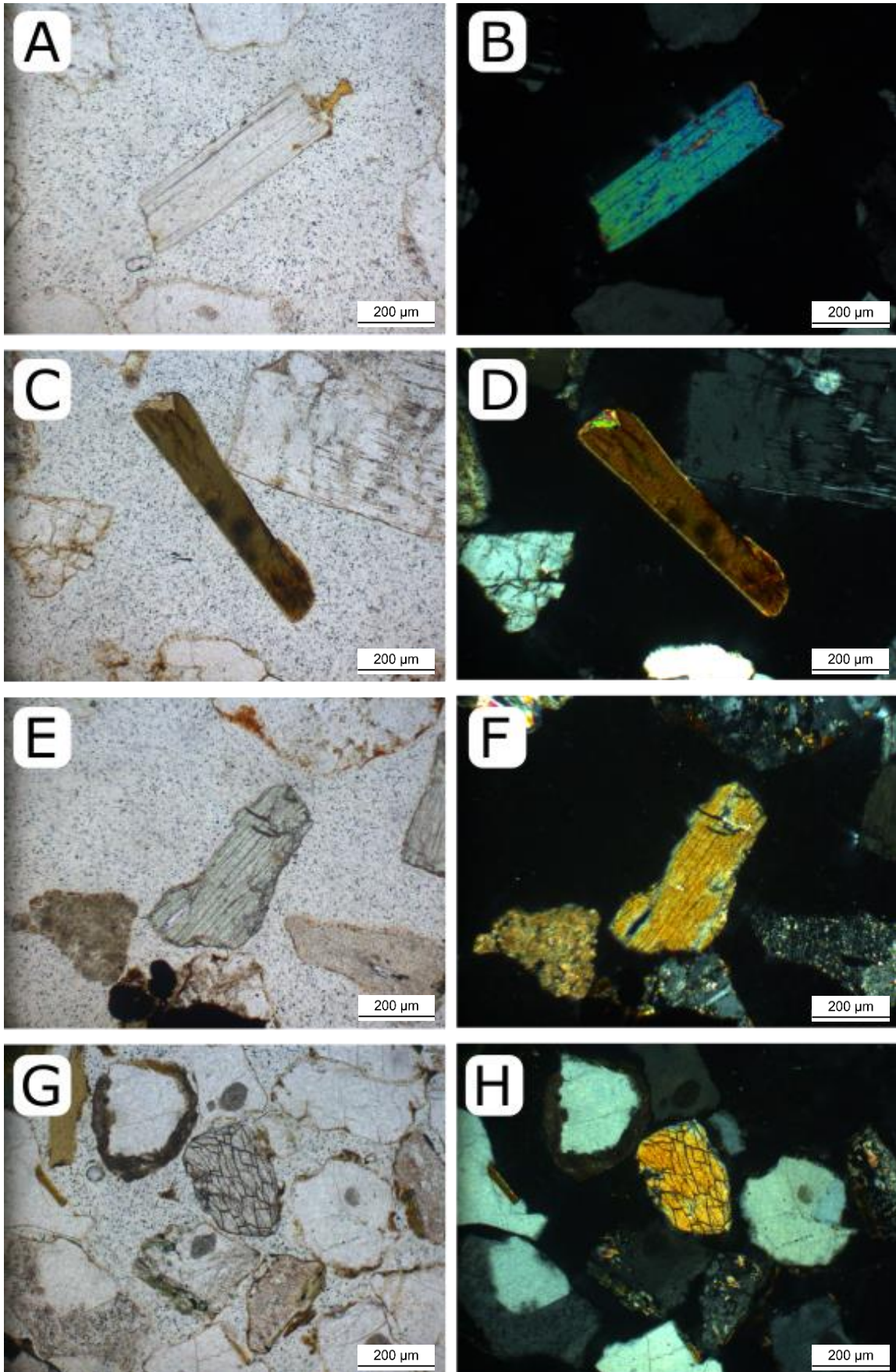


Figura 6.7: A/B) Muscovita, C/D) Biotita, E/F) Anfíbol, G/H) Piroxeno.

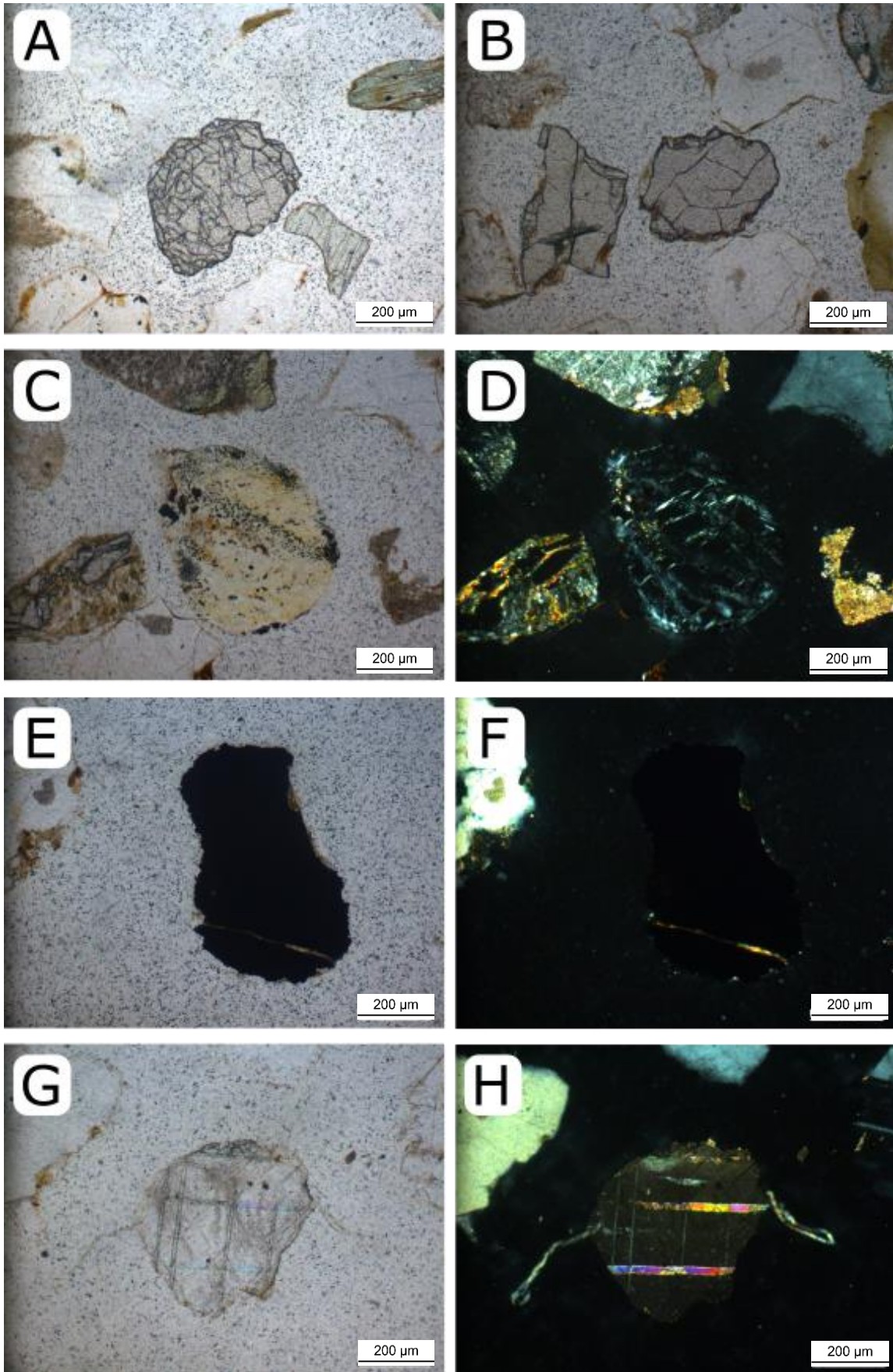


Figura 6.8: A/B) Granate, C/D) Yeso con alteración a opacos, E/F) Minerales opacos, G/H) Clasto de carbonato de origen extracuenal.

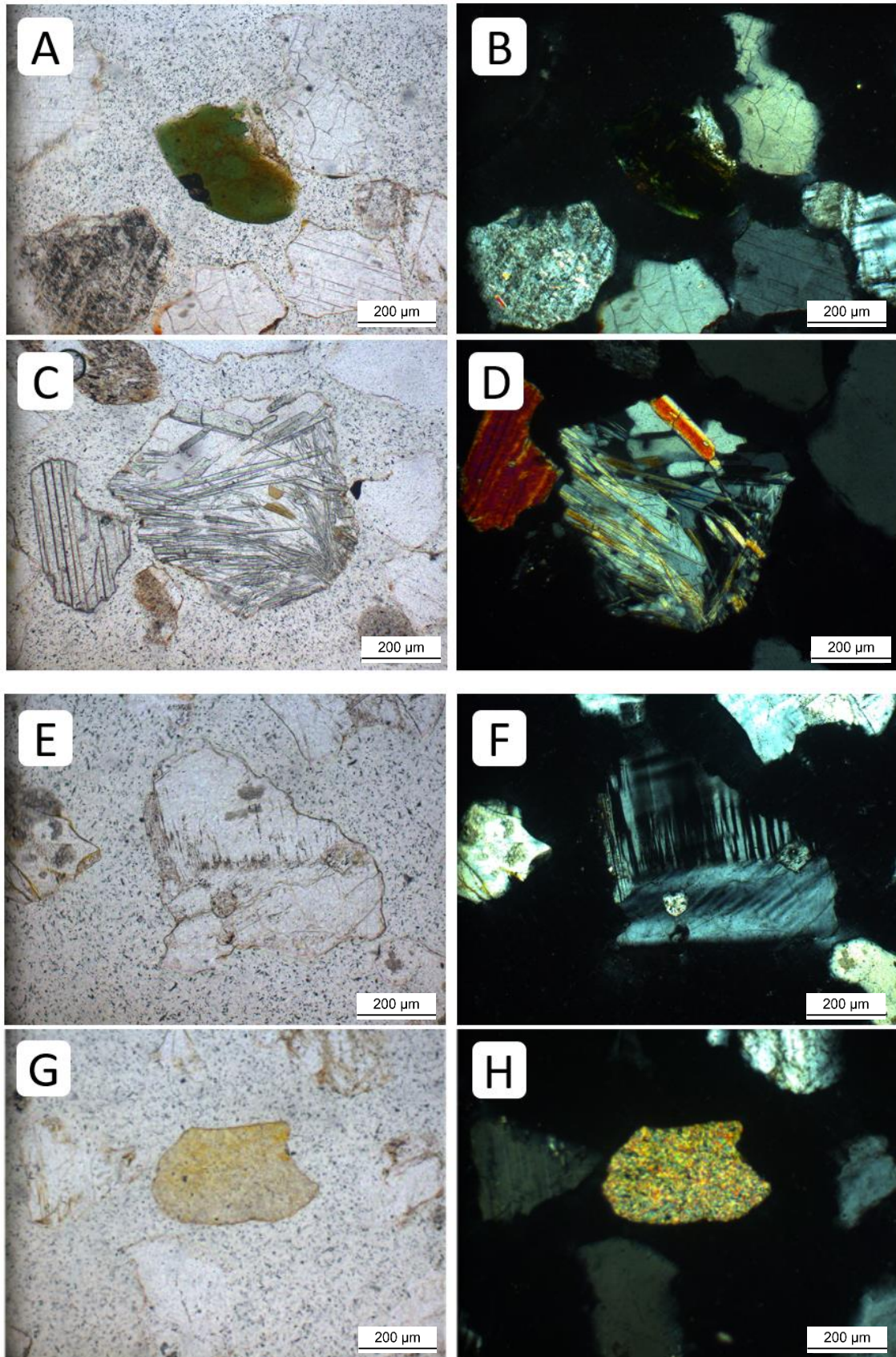


Figura 6.9: A/B) Clorita, C/D) Agregado de sillimanita, E/F) Cordierita, G/H) Alterita.

6.1.1 Clasificación composicional de las arenas

Según el criterio de clasificación propuesto por Folk *et al.* (1970), se observa que las arenas analizadas son de dos tipos: litoarenitas feldespáticas y litoarenitas (Figura 6.10), lo cual es consistente con lo observado en las modas detríticas, que muestran una predominancia de clastos de fragmentos líticos.

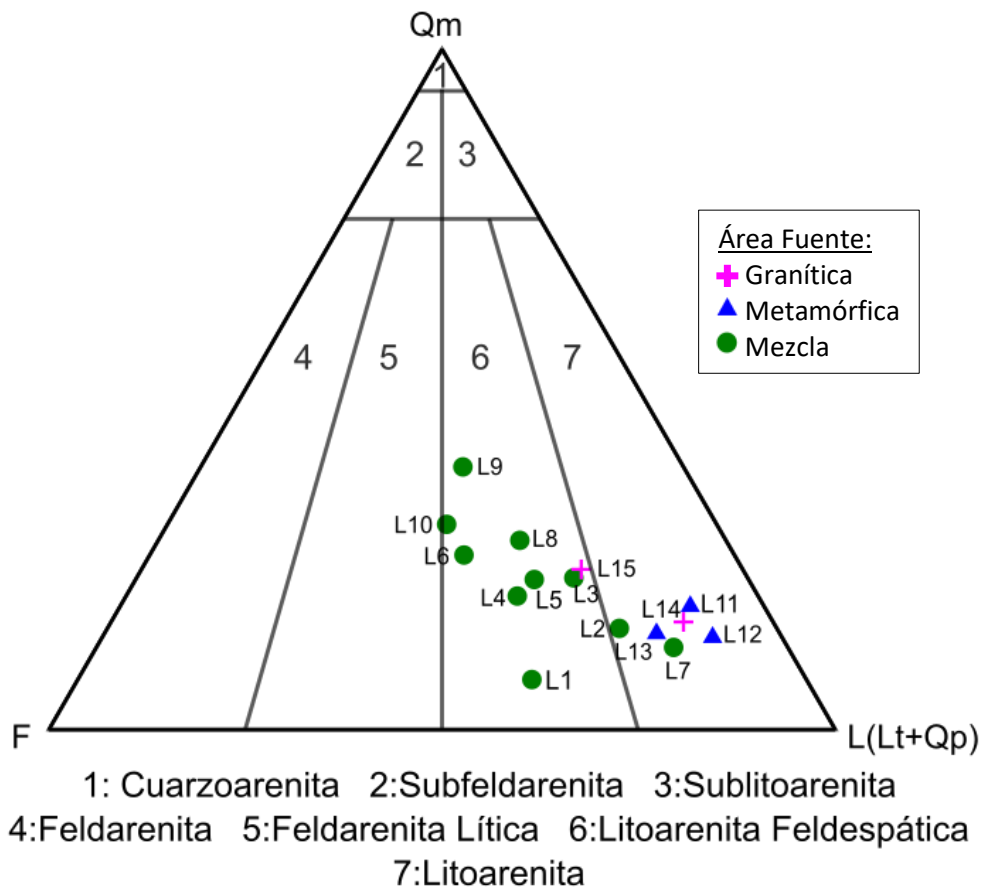


Figura 6.10: Clasificación de Folk *et al.* (1970)

De acuerdo con la clasificación, se nota una diferencia entre aquellas muestras con un único área fuente y las que poseen aporte de ambas áreas. En el primer grupo, cinco de los seis ejemplares recolectados corresponden a litoarenitas. Las muestras graníticas, a su vez, poseen una incipiente mayoría de clastos de cuarzo monomineral por sobre las metamórficas. Por otro lado, las arenas con aporte de mezcla se clasifican en su mayoría como litoarenitas feldespáticas, no encontrándose ninguna tendencia particular de evolución dentro del grupo.

Es posible que la existencia de dos tipos de arenitas tenga su origen en la diferencia de distancia de transporte que hay entre ambos *clusters*. En el primer caso, las muestras corresponden a sectores cercanos a las cabeceras de los ríos, mientras que las arenas de mezcla fueron tomadas río abajo. El mayor transporte en el segundo grupo puede generar la reducción de un porcentaje más elevado de clastos de fragmentos líticos a clastos monominerales, aumentando así las fracciones de cuarzo y feldespato; y disminuyendo los fragmentos líticos presentes.

6.1.2 Composición modal de líticos

Con el fin de lograr un mayor entendimiento composicional de las arenas del río San Antonio, se procedió a la realización de un diagrama ternario de los fragmentos líticos (Figura 6.11). Puede observarse en los resultados obtenidos que las muestras correspondientes a la fuente metamórfica poseen una clara predominancia de los líticos de este origen, lo cual es consistente con lo esperado. Asimismo, las muestras tomadas en el área fuente granítica, tienen una composición lítica totalmente de esa composición. Por otro lado, las muestras con más de una fuente de aporte se ubican entre los dos grupos anteriores, aunque con una dominancia de líticos granitoides. Cabe aclarar que este tipo de líticos puede provenir tanto de un área plutónica como de una metamórfica; no es posible determinar su origen debido a que las arenas de mezcla poseen aporte de ambas fuentes. Finalmente, la presencia de líticos sedimentarios es minoritaria y de naturaleza carbonática, posiblemente correlacionable a afloramientos de este tipo de roca que se localizan al SO de la región estudiada.

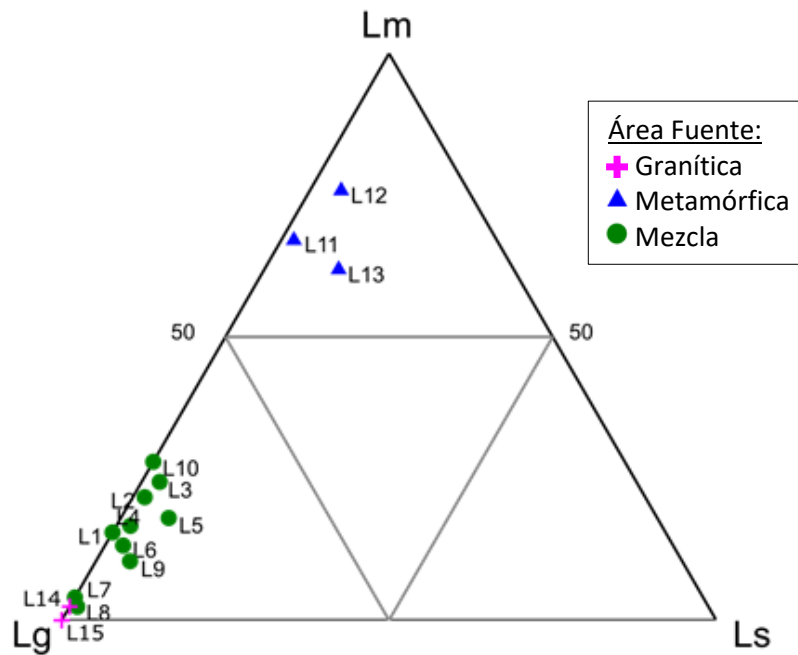


Figura 6.11: Diagrama ternario hijo de tipos de fragmentos líticos para las arenas del río San Antonio. Lm: líticos metamórficos, Lg: líticos granitoides, Ls: líticos sedimentarios.

6.2 Composición modal de gravas

Para la determinación de la composición modal de las gravas y su variación a lo largo del curso del río San Antonio se definieron cuatro puntos de conteo dentro de la Sección Norte. A éstos se le adicionó un punto de conteo de gravas en el A° San Antonio, cuya área de aporte es enteramente metamórfica (Figura 6.12). Se identificaron cinco litotipos diferentes: fragmentos monominerales de cuarzo (Q), fragmentos monominerales de feldespato potásico (FK), líticos metamórficos de bajo grado (Lmb), líticos metamórficos de alto grado (Lma) y líticos granitoides (Lg) (Figura 6.13). Las modas detríticas obtenidas se encuentran expresadas en la Tabla 6.2.

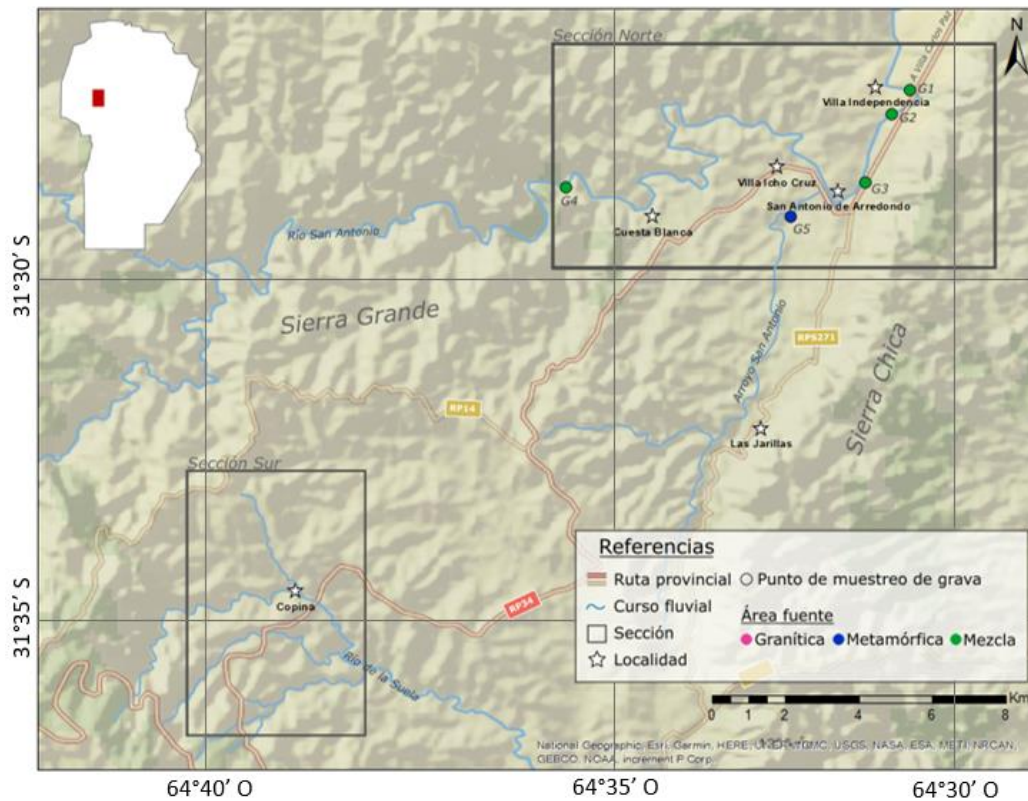


Figura 6.12: Distribución areal de puntos de conteo de gravas.

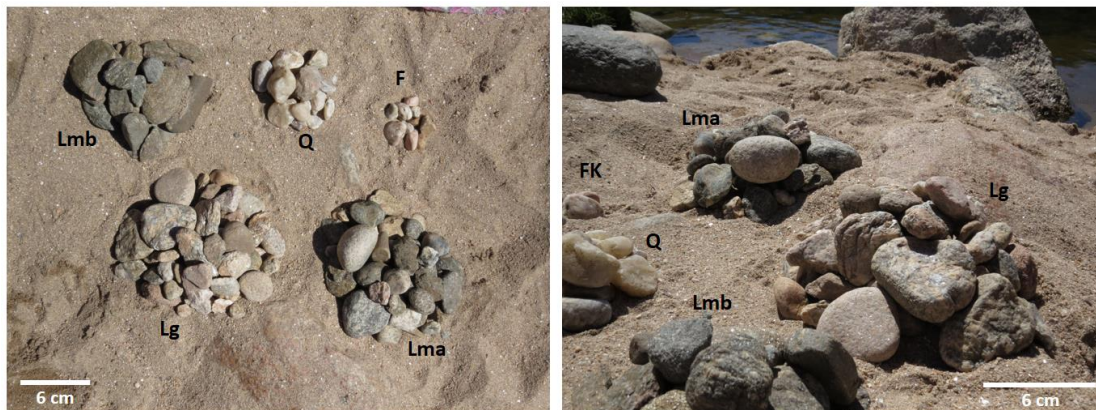


Figura 6.13: Litotipos de gravas (Q: cuarzo, FK: feldespatos potásico, Lmb: lítico metamórfico de bajo grado, Lma: lítico metamórfico de alto grado, Lg: lítico granitoide).

Muestra	Q	FK	Lmb	Lma	Lg
G1 (Puente 2)	20%	7%	7%	49%	18%
G2 (Curva 2)	16%	3%	35%	44%	2%
G3 (Triángulo)	28%	8%	14%	26%	25%
G4 (Playa de los hippies)	10%	5%	25%	24%	36%
G5 (Zanjón Los sauces)	8%	0%	40%	50%	2%

Tabla 6.2: Composición de las muestras de grava

6.2.1 Clasificación de psefitas

A partir de la clasificación propuesta por Limarino *et al.* (1996) para gravas y conglomerados, se determinó que las gravas poseen una composición arcósica y polimíctico (Figura 6.14), lo cual es consistente con los altos porcentajes de líticos granitoides y metamórficos presentes (Tabla 6.1b). En este caso no es posible observar una tendencia de variación composicional según la distribución areal a lo largo del curso fluvial.

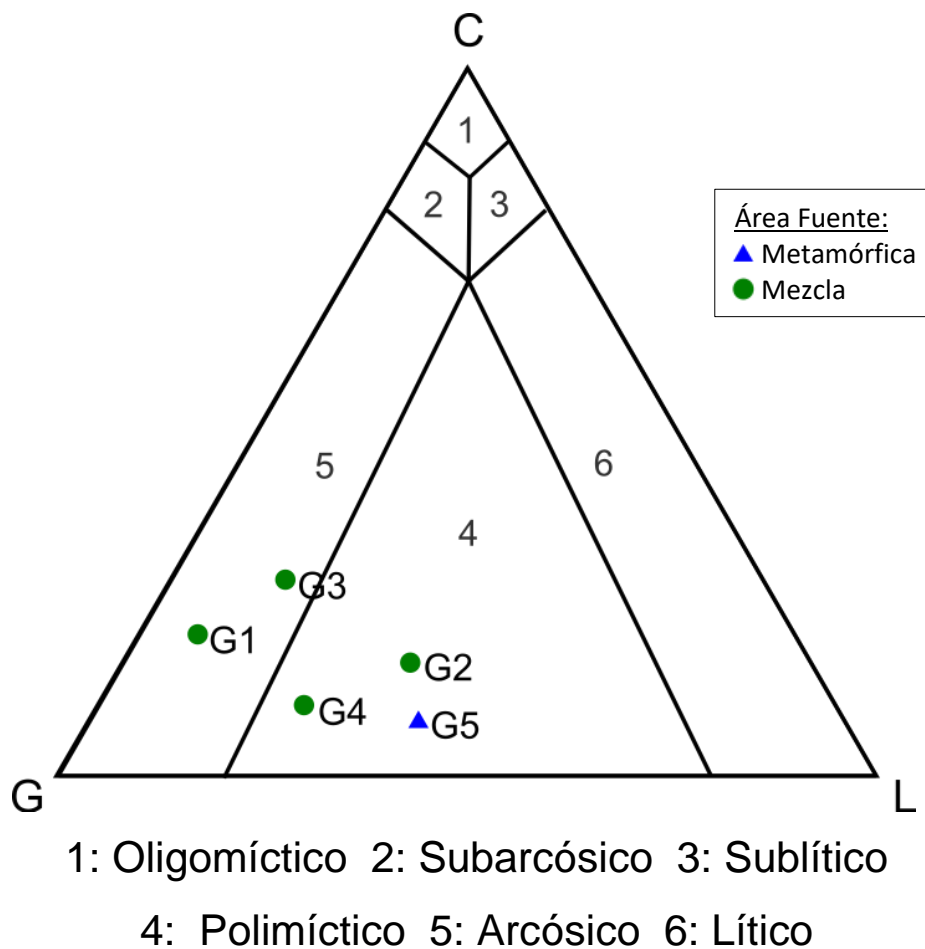


Figura 6.14: Diagrama ternario de clasificación de gravas de Limarino *et al.* (1996)

7. Análisis de Procedencia

Diversos autores se han interesado a lo largo de los años por el estudio de la procedencia de los sedimentos que transportan los cursos fluviales y su relación con las áreas de aporte y características tectónicas de las regiones fuente. Entre ellos, es posible mencionar a Dickinson (1970, 1982), Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983, 1985), Critelli *et al.* (2007), Garzanti *et al.* (2005, 2006) y Garzanti (2016). Particularmente, en la República Argentina Teruggi *et al.* (1971), Teruggi y Andreis (1971), Ciccio *et al.* (2014, 2020), Limarino y Giordano (2016) y Garzanti *et al.* (2022), entre otros.

Con este fin, Dickinson y Suczek (1979) postularon diagramas para simplificar la interpretación de las implicancias tectónicas de las modas detríticas. La metodología de trabajo se desarrollará a continuación.

7.1 Metodología de clasificación de Dickinson *et al.* (1983)

Dickinson y Suczek (1979) postulan que las modas detríticas de las arenas son dependientes de las áreas de proveniencia generadas por la tectónica de placas. Los autores desarrollaron diagramas ternarios de clasificación para poder lograr una determinación del ambiente tectónico del área fuente a partir de la composición modal de las arenas. Estos diagramas consideran los fragmentos de cuarzo (monocristalino y policristalino), feldespatos y líticos de diversa composición. Las relaciones entre las fracciones composicionales determinan los distintos ambientes. Los escenarios de proveniencia identificados En los trabajos de Dickinson y Suczek (1979) son bloques continentales, arco magmático y orógeno reciclado.

Posteriormente, Dickinson *et al.* (1983) realizaron una subdivisión de los tres campos mencionados a partir de estudios de suites de areniscas de origen conocido en la región de Estados Unidos. De esta forma, el campo de bloques continentales se separa en basamento elevado, ambiente continental transicional y cratón interior; el campo de arco magmático queda subdividido en arco disectado, arco transicional y arco no disectado; y el campo de orógeno reciclado en orógeno reciclado cuarzoso, orógeno reciclado transicional y orógeno reciclado lítico.

7.1.1 Clasificación de Dickinson et al. (1983)

De acuerdo con lo mencionado anteriormente, se procedió a aplicar la clasificación de Dickinson *et al.* (1983) para las muestras recolectadas en el área de estudio. Se confeccionaron los diagramas teniendo en cuenta las modas detríticas obtenidas a partir del método de conteo Gazzi-Dickinson (Figura 7.1), así como también aquellas resultantes de la regeneración de los clastos (Figura 7.2).

La metodología aplicada por Gazzi-Dickinson intenta neutralizar el efecto que tiene el tamaño de grano sobre las modas detríticas de las areniscas. Esto es particularmente visible cuando se observa, por ejemplo, la derivación de arenas de rocas graníticas. En ellas, en los tamaños de grano grueso y sábulo coexisten granos líticos de granito junto con cuarzo, feldespato y micas de su disgregación. Sin embargo, en el tamaño de grano fino se observa falta total de fragmentos líticos (en este caso, de granitos), encontrándose sólo los productos de su disgregación.

Por lo arriba señalado, el método de Gazzi-Dickinson plantea contar cualquier individuo mayor a 62 micrones como el componente mineral independientemente del fragmento en el cual se encuentra. Como consecuencia, se pierde la información del clasto lítico del que provienen los fragmentos minerales, lo que constituye una limitante de esta metodología.

Para evitar este problema y obviar el control del tamaño de grano, en este Trabajo Final de Licenciatura se ha optado por usar el método de Gazzi-Dickinson, pero regenerando las modas de acuerdo a la naturaleza del fragmento donde se identificaron los individuos siguiendo la metodología sugerida por Scasso y Limarino (1997).

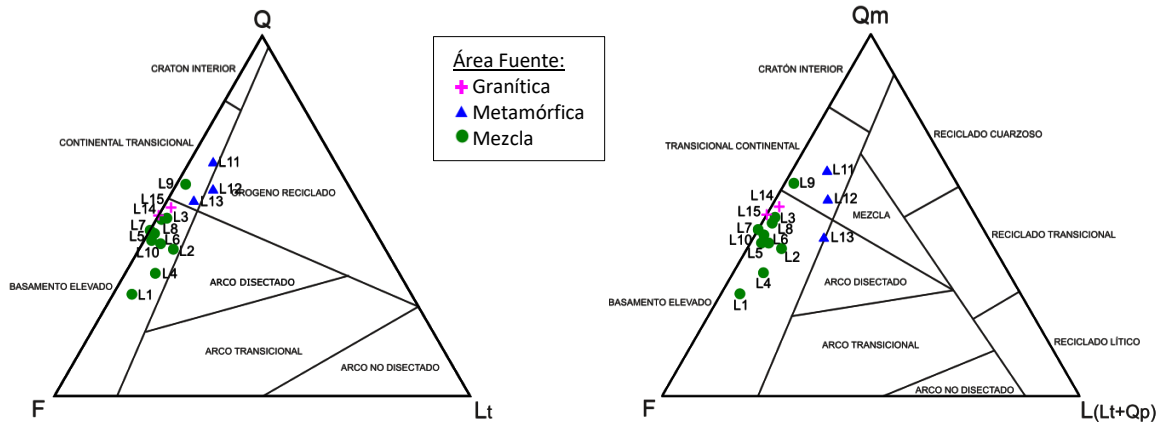


Figura 7.1: Clasificación de Dickinson et al. (1983) utilizando el conteo Gazzi-Dickinson.

La figura 7.1 muestra los resultados del estudio de modas detríticas empleando el método de Gazzi-Dickinson sin regeneración. Como allí puede verse, las muestras se ubican mayormente en los campos de basamento elevado y continental transicional. Según los diagramas, tanto las muestras de mezcla como las de área de aporte granítico poseen una fuente de aporte tectónicamente vinculada a un basamento elevado. Por otro lado, a las muestras con área de aporte únicamente metamórfica se las clasifica como provenientes de un ambiente tectónico transicional continental.

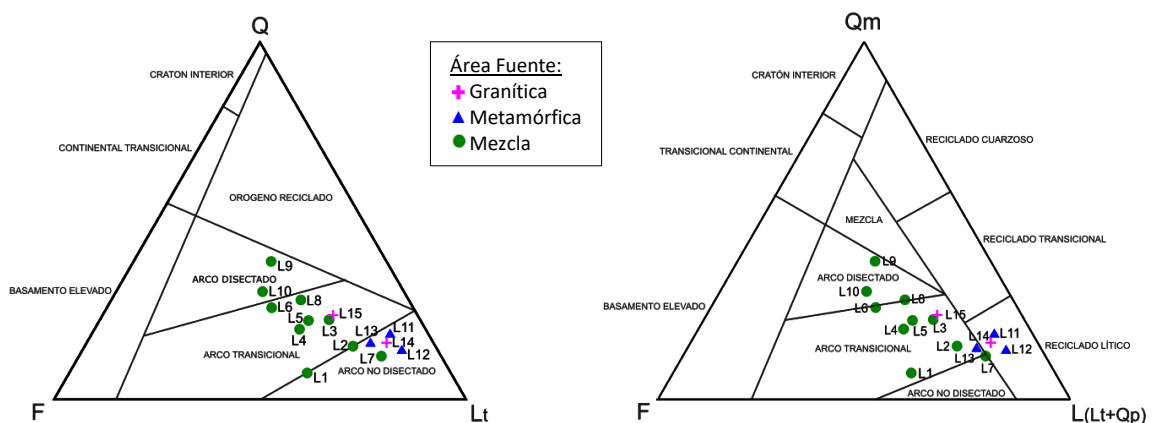


Figura 7.2: Clasificación de Dickinson et al. (1983) utilizando las modas regeneradas.

Al reconstruir las muestras según el origen de los clastos que anteriormente fueron considerados como monominerales por su tamaño (>62 μm , regeneración de modas), se observa un fuerte cambio en la procedencia indicada en la clasificación de

Dickinson, con un desplazamiento general hacia el vértice de los líticos. Las muestras de origen plutónico, anteriormente situadas en el campo de basamento elevado, ahora se encuentran en los campos vinculados a arcos magmáticos transicionales y no disectados. Asimismo, aquellos ejemplares de génesis metamórfica pasan del campo continental transicional al de arco no disectado/orógeno reciclado lítico. Finalmente, las muestras de mezcla corresponden a un ambiente de arco volcánico.

Las diferencias entre ambos diagramas tienen su raíz en la metodología de conteo. El hecho de considerar como monomineral todo cristal que supere los 62 μm da como resultado una pérdida en la identidad lítica de la muestra original, la cual se recupera al reconstruir el origen de aquellos clastos monominerales que, en realidad, conforman parte de fragmentos líticos.

En consecuencia, se plantea un nuevo interrogante, ya que la determinación del origen tectónico según la clasificación propuesta por Dickinson *et al.* (1983) se ve modificada según la metodología de conteo utilizada. Hay una implícita similitud entre las modas composicionales de ambientes tectónicos de arco magmático y basamentos elevados.

Sin embargo, al remitirse al origen de los fragmentos líticos presentes en las muestras de arena recolectadas, se nota una total ausencia de líticos volcánicos (Figura 7.3). Este hecho no es consistente con un ambiente de arco magmático, por lo que se concluye que el ambiente de aporte corresponde a un basamento elevado, ampliamente caracterizado en la región y anteriormente mencionado en este trabajo.

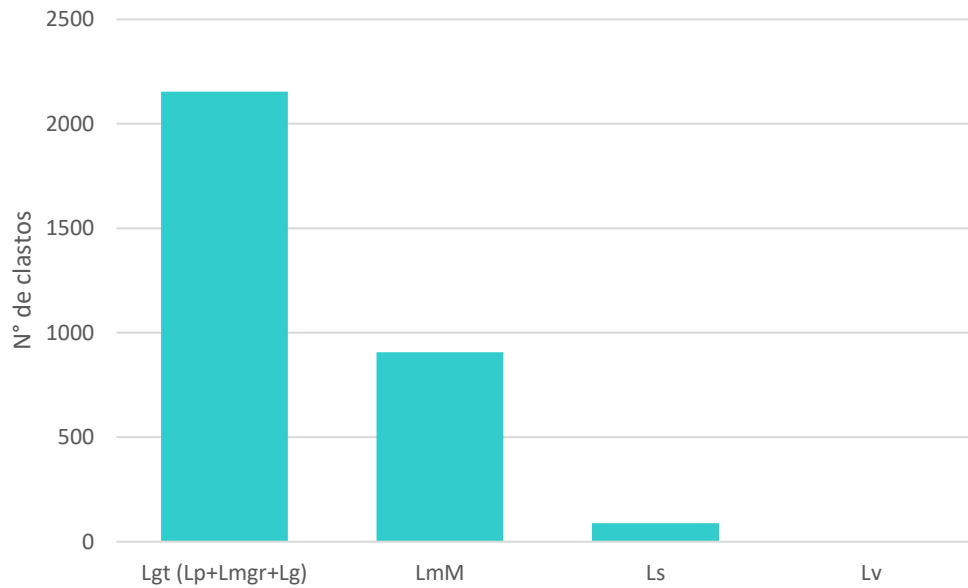


Figura 7.3: Ocurrencia de los diferentes tipos de fragmentos líticos (Lgt: líticos granitoides totales, LmM: líticos metamórficos máficos, Ls: líticos sedimentarios, Lv: líticos volcánicos).

7.2 Análisis estadísticos: La importancia de los minerales accesorios (máficos y micas)

Las modas detríticas obtenidas a partir de la reconstrucción de los datos tomados utilizando la metodología de conteo Gazzi-Dickinson plasman que el 62% de los minerales accesorios M (en promedio) presentes en cada muestra provienen de los fragmentos líticos. Este hecho plantea dos aspectos importantes a tratar: en primer lugar, la necesidad de tomar en consideración estos clastos a la hora de realizar una clasificación que tenga importancia en la determinación del ambiente geológico de la fuente. Por otro lado, la limitación presente en la metodología de conteo propuesta por los autores anteriormente mencionados, ya que al dividir en fragmentos monominerales aquellos líticos con individuos mayores a ese tamaño (>62 μm), frecuentemente enmascara el origen de los clastos.

Ante la necesidad de entender la influencia de los minerales accesorios presentes sobre las características de las muestras, se procedió a la realización de un análisis estadístico multivariado de los componentes sin considerar (Figura 7.4) y luego considerando a este grupo de minerales (Figura 7.5), buscando establecer una comparación.

El primer análisis (Figura 7.4) muestra que los componentes con mayor influencia en las muestras son los cuarzos y feldespatos. Puede notarse una separación entre el *cluster* metamórfico y los otros dos. A su vez, también se determina que el elemento dominante en este grupo es el cuarzo monocristalino con extinción relámpago (Qmr), el cual también domina en el *cluster* granítico plutónico. Finalmente, las muestras de mezcla poseen una preponderancia de los feldespatos y cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qmo).

El segundo escenario (Figura 7.5), que considera a los minerales accesorios para el análisis, muestra una separación clara entre los tres grupos. Los minerales anteriormente mencionados se añaden al cuarzo y los feldespatos como determinantes en la clasificación. A diferencia del caso anterior, el *cluster* metamórfico está ampliamente dominado por los minerales accesorios (M) y el cuarzo monocristalino con extinción relámpago (Qmr). Las muestras graníticas, por su parte, muestran prevalencia de cuarzo monocristalino con extinción relámpago (Qmr) y feldespato potásico (FK) subordinado. Finalmente, las relacionadas a fuentes de aporte mixtas están dominadas por la presencia de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qmo), plagioclasa (Plg), microclino (Mc) y feldespato potásico (FK); y subordinadamente cuarzo monocristalino con extinción relámpago (Qmr) y minerales accesorios (M), lo cual es consistente con lo mencionado para los otros dos *clusters*.

Al comparar ambos casos, se ve claramente que los minerales accesorios tienen un rol importante en la composición. Mientras que en el primero los determinantes de los grupos son el cuarzo y los feldespatos, en el segundo escenario se añaden los accesorios como composicionalmente definidores de los grupos. Este segundo caso muestra una separación mucho más clara y diferenciada de los tres *clusters*.

De este análisis surge que los componentes modales, aún sin tener en cuenta la regeneración, permiten reconocer dos áreas proveniencia dentro del basamento cristalino de esta parte de las Sierras Pampeanas: (1) los granitoides principalmente del Devónico-Carbonífero y (2) las rocas metamórficas del Precámbrico-Cámbrico. Nótese que esta distinción aparece claramente expuesta en el análisis multivariado de componentes principales, pero no así en los diagramas de triangulares de Dickinson *et al.* (1983).

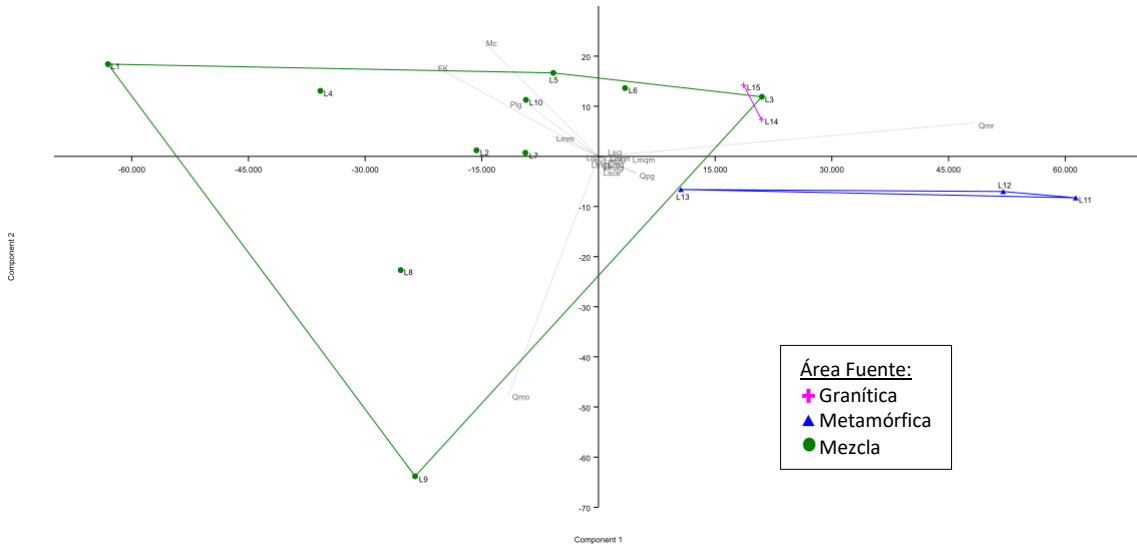


Figura 7.4: Análisis estadístico multivariado de componentes sin considerar minerales accesorios.

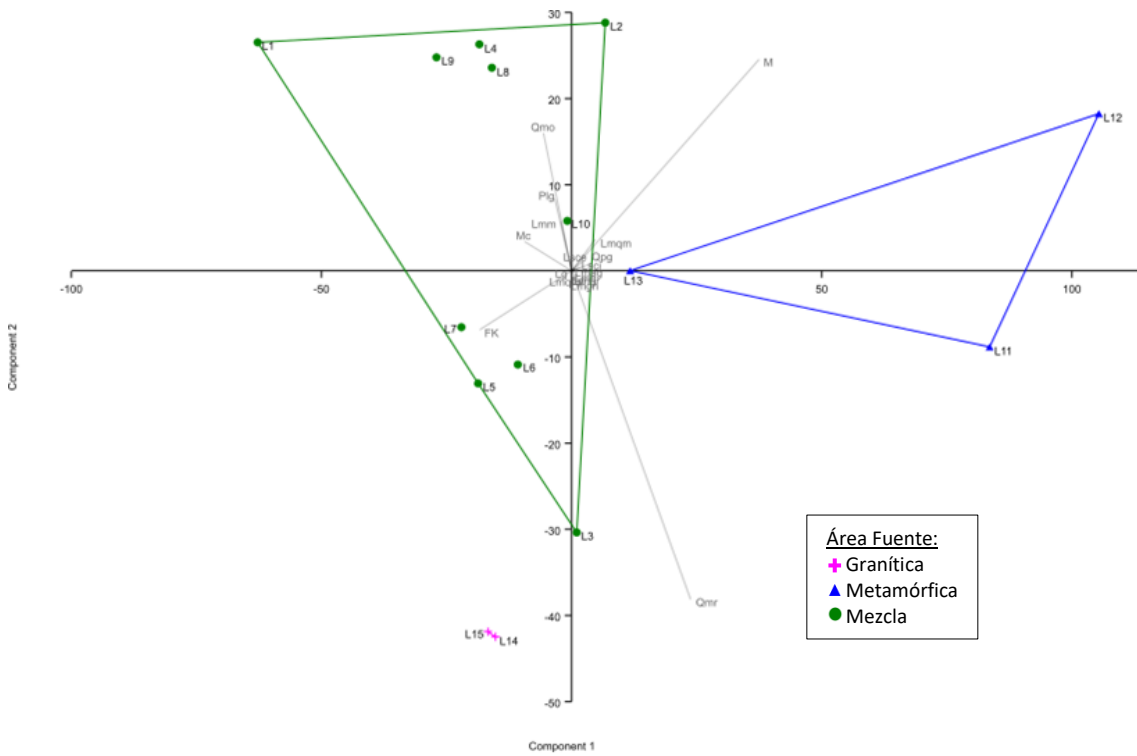


Figura 7.5: Análisis multivariado de componentes considerando minerales accesorios.

8. Conclusiones

La información obtenida en el presente Trabajo Final de Licenciatura permite arribar a las siguientes conclusiones:

1. Se caracterizaron los afloramientos de basamento cristalino y su correspondiente cobertura sedimentaria cuaternaria. Se estableció que la zona corresponde a un valle en un ambiente de antepaís fracturado, con bloques de basamento ígneo-metamórfico elevados. A su vez, se describió la presencia de sedimentos modernos con distribución discontinua originados principalmente por procesos fluviales.
2. Dentro de las unidades de basamento, y enfocado al estudio de procedencia, se separaron a escala 1:40.000 las áreas dominadas por rocas metamórficas de alto y mediano grado (Complejo metamórfico Sierra Chica) de aquellas compuestas por granitoides (Complejo granítico Achala).
3. Dentro de la unidad caracterizada como depósitos fluviales antiguos fueron identificadas 4 unidades.
4. En lo que respecta a la composición modal de las arenas y gravas en sedimentos actuales de origen fluvial (principalmente correspondiente a la cuenca del río San Antonio), se identificaron un total de 19 componentes modales para las arenas: Qmr, Qmo, Qpg, FK, Plg, Mc, Lv, Lp, Lsci, Lsce, Lmm, Lmqm, Lmq, Lmqf, Lmag, Lmgr, Lmgn, Lg, M; y 5 componentes modales para las gravas: Q, FK, Lma, Lmb, Lg.
5. Las arenas corresponden a litoarenitas y litoarenitas feldespáticas de acuerdo con la propuesta de Folk *et al.* (1970), mientras que las gravas fluviales son polímicíticas y arcósicas según la propuesta de Limarino *et al.* (1996).
6. El estudio de procedencia de las arenas fluviales fue realizado teniendo en cuenta la naturaleza de las áreas fuente y la influencia de los métodos de análisis y clasificación. En este sentido se evaluaron dos técnicas diferentes: el método de Gazzi-Dickinson y el de regeneración de modas. Este último

demonstró ser el más apropiado para la identificación de distintas zonas de aporte en áreas dominadas por basamento cristalino.

7. Una de las principales limitaciones de la clasificación propuesta por Dickinson *et al.* (1983): la determinación del ambiente tectónico de origen está claramente influenciada por el método de conteo utilizado y no sólo por la composición de las muestras, lo que implica que el tratamiento de datos puede llevar a una interpretación errónea de los resultados. En este punto, debe mencionarse que la metodología de conteo Gazzi-Dickinson puede enmascarar el origen de los minerales que provienen de fragmentos líticos de texturas granosas y granoblásticas gruesas, al considerarlos como monominerales. Este hecho tiene una marcada influencia cuando los porcentajes de fragmentos líticos presentes son elevados. En consecuencia, estudios adicionales, como ser la determinación de la ocurrencia de los tipos de fragmentos líticos son necesarios para obtener una idea acertada del verdadero ambiente tectónico de la fuente de aporte.
8. Respecto a los minerales accesorios (máficos y micas) presentes, se concluye que es de vital importancia considerarlos en caso de poseer porcentajes elevados, sobre todo si estos provienen originalmente de fragmentos líticos y solamente fueron distinguidos por la metodología de conteo. Los análisis estadísticos plasman que poseen una marcada influencia en la determinación de las similitudes entre las muestras del área fuente y aquellas tomadas río abajo.
9. Finalmente, en cuanto a las gravas, la composición arcósica y polímicítica de las mismas es consistente con los altos porcentajes de líticos granitoides y metamórficos que se observan en las arenas (litoarenitas feldespáticas y litoarenitas), así como con las principales áreas de aporte de dichos sedimentos.

9. Bibliografía

- Alvarez J., 1992. Determinación petrológica en facies ígneas regionales en el batolito de Achala. C.N.E.A. En: Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en La Precordillera del oeste Argentino – evidencias estratigráficas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 509–526.
- Baldo, E. y Casquet, C., 1996. Garnet Zoning in migmatites, and regional metamorphism, in the Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas, Argentina). Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Vol. 5, p 507. Mendoza.
- Barbeito, O.; Beltramone, C.A. y Ambrosino, S., 2000. La geomorfología en la predicción de inundaciones extremas frente al cambio climático global. Memorias del 18 Congreso Nacional del Agua: 353-355. Termas de Río Hondo. Santiago del Estero.
- Beder, R., 1922. Estudios geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de contacto. Ibid. Serie B, N° 33, Buenos Aires.
- Beltramone, C.A., 2005. Comportamiento hidrogeomorfológico de un torrente de montaña en el contexto de su cuenca: caso río San Antonio. Provincia de Córdoba. Centro de la Región Semiárida. Instituto Nacional del Agua. (Inédito) 54 p. Córdoba.
- Beltramone, C.A., 2007a. Geomorfología fluvial del Río San Antonio. Provincia de Córdoba, Argentina. Cuadernos del CURIHAM, Vol. 13, pp 19-29.
- Beltramone, C.A., 2007b. Las superficies de erosión en las Sierras Pampeanas de Córdoba: algunas consideraciones sobre su génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.62 n.3, pp 478 - 482
- Bense, F.A.; Löbens, S.; Dunk, I.; Wemmer, K. y Siegesmund, S., 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. Journal of South American Earth Sciences 48: 123–144.

- Bodenbender, G. 1894. The tungsten mines of the Sierra of Cordoba in the Argentine Republic, *Journal of Practical Geology*, Vol. II.
- Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, Constitución geológica y productos minerales de aplicación. Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires, 1 (Sec. Geol. 2): 1-146.
- Bonalumi, A.A.; Martino, R.D.; Baldo, E.G.A.; Zarco, J.J.; Sfragulla, J.A.; Carignano, C.A.; Kramer, P.; Escayola, M.P.; Tauber, A.; Juri, E.; Torres, B., 1998. Hoja Geológica 3166-IV: Villa Dolores. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N°250.
- Bossi, J. (1989.). Recientes avances sobre la geología del cinturón orogénico moderno (1000-500 M.A.) en Uruguay. EN: Boletín de Investigación, 1989 (20): 24 p
- Caminos, R., 1979. Descripción geológica de las Hojas 21f, Sierra de Las Minas y 21g Ulapes (Provincias de La Rioja, Córdoba, San Juan y San Luis). Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 172. Buenos Aires.
- Candiani, J.C., Zarco J., Jerez D. y Gamba M.T., 2007. Hoja geológica 3166-24, Pampa de Olaen, 1:100.000. Boletín 234-bis. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires
- Carignano, C., 1997. Caracterización y evolución durante el Cuaternario Superior de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Inédita. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 207 pp.
- Carignano, C. A., Cioccale, M. A., & Martino, R. D., 2014. El megadeslizamiento del Cerro Uritorco, ladera occidental de la Sierra Chica de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(1), 21-32.
- Carignano, C., Cioccale, M., & Rabassa, J., 1999. Landscape antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): geomorphological evolution since Gondwanic times. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband*, 245-268.
- Ciccioli, P. L., Marensi, S. A., & Limarino, C. O., 2014. Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neogene) of the Vinchina broken-foreland basin (Central Andes of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 15-38.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Taboada, A. C., Pagani, M. A., & Gulbranson, E. L., 2020. Interpreting detrital modes and geochemistry of sandstones from the

- late Paleozoic Tepuel-Genoa Basin: Paleogeographic implications (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102858.
- Cavazza, W., 1989. Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. *Sedimentology*, 36(6), 1077-1090.
- Costa, C.H., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino, tectónica cuaternaria en las Sierras Pampeanas. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. *Geología Argentina Anales* 29: 779-784.
- Critelli, S., Le Pera, E., Galluzzo, F., Milli, S., Moscatelli, M., Perrotta, S., & Santantonio, M. 2007. Interpreting siliciclastic-carbonate detrital modes in foreland basin systems: An example from Upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy. *Geological Society of America*, Volume 420, pp 107-132
- Cuerda, A., 1973. Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 38(2): 293- 303. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., 1984. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área de río Primero, Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 191–203. San Carlos de Bariloche.
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the southern Pampean Ranges. *Tectonics* 6(3): 249–260
- Demange, M., Alvarez, J., López, L. y Zarco, J., 1996. The Achala Batholith (Córdoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteritic alteration. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9. Nº 1-2.
- Dickinson, W. R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40(2), 695-707.
- Dickinson, W. R., 1982. Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(2), 121-137.
- Dickinson, W. R.; Lawton T.F.; Inman, K.F., 1985. Sandstone detrital modes, central Utah foreland region: Stratigraphic record of the Cretaceous-Paleocene tectonic evolution. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 56, No. 2, pp 276-293.

- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- Dickinson, W. R.; Beard, L. S.; Brakenridge, G. R.; Erjavec, J. L., Ferguson, R. C.; Inman, K. F.; Knepp R.A.; Lindberg, A.; Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Dorais, M., Lira R., Chen, Y. y Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 130:31-46.
- Escayola, M.P.; Pimentel, M. y Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35: 495–98.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D. W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13(4), 937-968.
- Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- Girty, G. H., & Armitage, A. 1989. Composition of Holocene Colorado River sand; an example of mixed-provenance sand derived from multiple tectonic elements of the Cordilleran continental margin. *Journal of Sedimentary Research*, 59(4), 597-604.
- Garzanti, E., 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Paparella, P., & Clift, P. D., 2005. Petrology of Indus River sands: a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis. *Earth and Planetary Science Letters*, 229(3-4), 287-302.

- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Megid, A. A. A., & El Kammar, A., 2006. Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): sediment budgets and erosion patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3-4), 327-341.
- Garzanti, E., Capaldi, T., Tripaldi, A., Zárate, M., Limonta, M., & Vezzoli, G., 2022. Andean retroarc-basin dune fields and Pampean Sand Sea (Argentina): Provenance and drainage changes driven by tectonics and climate. *Earth-Science Reviews*, 231, 104077.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 8-110.
- Gordillo, C., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 53 (1-2): 3-44. Córdoba.
- Gordillo, C., 1984. Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Miscelánea* 68: 1-40, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Gordillo C., y Lencinas, A., 1970. Geología de Córdoba. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, tomo 1, Nº 1: 3-14.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1-39, Córdoba.
- Gordillo, C., Linares, E., y Daziano, C., 1983. Nuevo afloramiento de nefelinita olivínica, Estancia Guasta, Sierra de Córdoba. Nota breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXXVIII. (3-4): 485. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes de 34° y 20°30'. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista del Instituto Nacional de investigaciones de Ciencias Naturales (Ciencias Geológicas)* 1(5): 1-352, Buenos Aires.
- Gromet, I.P. y Simpson, C., 2000. Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision? *Geological Society of America, Abstract with Programs* 32: A-505. Boston
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J., 2013. The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacarane Early Cambrian

- magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 127–143
- Ingersoll, R.V., Bullard, R.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- Introcaso, A., Lion, A., y Ramos, V., 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2), 177-187.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211-3231.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737–764.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building model: The Central Andes. *Episodes* 3: 20–26.
- Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A., 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 2: 207-222.
- Kay, S.M., Gordillo, C.E., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the central Andes. *Contrib Mineral Petrol* 117, 25–44.
- Kay, S.M., MaksaeV V., Moscoso R., Nasi C. y Gordillo C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argetntina between 28-33 S; correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, Nro.1, pp 21-38.
- Kay, S.M. y Ramos, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453–464. Buenos Aires.

- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 47–59.
- Kröhling, D., & Carignano, C. A., 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. In *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba: Córdoba, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino* (pp. 673-724).
- Kull, V. y Methol, E., 1979. Descripción geológico-económica de la Hoja 21i Alta Gracia. Carta geológico-económica de la República Argentina. Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín 165. 54 pp. Buenos Aires.
- Lecomte, K.L.; García M.G.; Formica S.M.; Depetris, P.J., 2009. Influence of geomorphological variables on mountainous stream water chemistry (Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina). *Geomorphology* 110 (3-4), 195–202.
- Limarino, C. O., & Giordano, S. R., 2016. Unraveling multiple provenance areas using sandstone petrofacies and geochemistry: An example in the southern flank of the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 208-231.
- Limarino, C.O.; Scasso, R.A.; Castelli A.T.; Fazio, A.; Miretzki, P. y Net, L.I., 1996. Petrología y geoquímica de las facies eólicas de la formación Mariño (Terciario superior), Precordillera de Mendoza. VI Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 43-48.
- Linares, E. y González R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B Nº 19: 214- 229. Buenos Aires.
- Lira, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del Batolito de Achala. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba 265 pp.
- Luque, H., 1989. Estudio petrográfico del área de Copina, Sector Centro Oriental de la Sierra Grande de Córdoba. Trabajo Final. Departamento Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 89 pp.

- Martino, R.D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. 174 pp. (Inédita).
- Martino, R.D., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549–571.
- Martino, R., Munn, B., Kramer, P., Escayola, M. y Guereschi, A., 1994a. Thermobarometry at 32° LS in the Pampean Ranges near Córdoba, Argentina. *Abstracts GSA with programs*, A-226.
- Miró, R.C., Ramé, G.A., Vargas, D.E. y Gaido, M.F., 2014. La tectónica famatiniana en las Sierras de Córdoba; Evidencias geológicas y geofísicas. En *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba: Córdoba, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino (Sesión T6-Geología Estructural, trabajo 13)*.
- Pastore, F., 1932. Hoja 20i -Córdoba- del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la Sierra de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 36: 1-67. Buenos Aires.
- Pérez, M., Rapela, C. Y Baldo, E., 1996. Geología de los granitoides del sector septentrional de la Sierra Chica de Córdoba. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas V*: 493- 505.
- Pinotti, L.P.; Coniglio, J.E.; Esparza, A.M.; D'Eramo, F.J. y Llambías, E.J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251–265.
- Rabassa, J.; Zárate, M.; Cioccale, M.; Carignano, C.; Patridge, T., 1996. Paisajes relictuales de edad Gondwánica en áreas cratónicas de Argentina. *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino*. Vol. 4, p: 219.
- Ramos, V.A., 1997. El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentinos-Chilenos. *Acta geológica hispánica*, Vol 32, Nro. 7, pp. 5-16.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Caminos R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29(3): 41–96. Buenos Aires.

- Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7(4), 1009-1026.
- Ramos, V.A., 2015. La orogenia famatiniana (Ordovícico medio a tardío) en el margen continental protoandino de América del Sur: nuevas evidencias y sus implicancias tectónicas. 14^a Congreso Geológico Chileno, Actas digitales, ST1 Tectónica y Deformación Cortical Andina, 4 p., La Serena.
- Ramos, V. A., 2017. Las provincias geológicas del noroeste argentino. In *Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino* (pp. 42-56).
- Ramos, V.A.; Cristallini, E. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 59–78.
- Ramos, V. A.; Martino, R. D.; Otamendi, J. E. & Escayola, M. P., 2014. Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. In *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio* (pp. 965-977).
- Rapela, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R., 1996. Cambian plutonism of The Sierras de Córdoba: Pre Famatinian subduction? And crustal melting. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explotación de Hidrocarburos. V: 491.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Kirschbaun, A. y Baldo, E., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas. 6^o Congreso Geológico Chileno, 1: 40-43. Viña del Mar.
- Rapela, C.W.; Baldo, E.G.; Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M., 2008. The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-type granites. 6^o South American Symposium on Isotope Geology. Actas en CD-ROM, trabajo 53.
- Rapela, C. W.; Casquet, C.; Baldo, E. G.; Dahlquist, J. A.; Pankhurst, R. J.; Galindo, C.; Saavedra, J., 2011. Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen protoandino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Ene*, 13, 27.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Fanning, C.M.; Baldo, E.G.; González-Casado, J.M.; Galindo, C. y Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49–82.

- Scasso, R. A. & Limarino, C. O. ,1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N°1, pp 49-54, 221-252.
- Simpson, C.; Law, R.D.; Gromet, P.; Miró, R. y Northrup, C.J., 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de las Minas, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749–764.
- Sims, J.P.; Ireland, T.R.; Camacho, A.; Lyons, P.; Pieters, P.E.; Skirrow, R.G.; Stuart-Smith, P.G. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publications 142: 259–281.
- Skirrow, R., 1997. Economic Geology in: Report on Geology and Metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba 1:250.000 map sheet. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organisation. Subsecretaría de Minería de la Nación. Anales 27. 131 pp.
- Steenken, A.; Wemmer, K.; Martino, R.D.; López de Luchi, M.; Guerreschi, A.B. y Siegesmund, S., 2010. Post-Pampean cooling and the uplift of the Sierras Pampeanas in the west of Córdoba (Central Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 256(2): 235–255.
- Stelzner, A., 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R. (Ed.), *Die argentinischen Republik*. Buenos Aires, 71 pp.
- Stuart-Smith, P.G.; Miro, R.; Camacho, A.; Sims, J.P.; Skirrow, R.G.; Lyons, P.; Pieters, P.E. y Black, L.P., 1999. Uranium–lead dating of felsic igneous cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En Ramos, V.A. y Keppie, D. (eds.) *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 87–114.
- Teruggi, M. E., & Andreis, R. R., 1971. Composición, estabilidad mineral y acción climática en sedimentos argentinos. *Revista del Museo de La Plata*, 7(58), 175-206.

- Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., & Spalletti, L. A., 1971. Sedimentología de las gravas del río Sarmiento (Provincia de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata*, 7(56), 77-146.
- Toselli, A. J., Dalla Salda, L., & Caminos, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico inferior de Argentina. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, pp. 279-309.
- United States Geological Survey (s.f.). Earthquake finder, <https://earthquake.usgs.gov/>
- Valdiviezo, A. y Ninci, C., 1983. Relevamiento geológico-tectónico del sector centro-occidental del Batolito de Achala, Sierras Grandes de Córdoba. 444 pp. C.N.E.A. En: Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Valloni, R., 1985. Reading Provenance from Modern Marine Sands. En: Zuffa, G.G. (eds) Provenance of Arenites. NATO ASI Series, vol 148, pp. 309-332 .
- Vázquez, J.; Miatello, R. y Roqué, M., 1979. Geografía Física de la Provincia de Córdoba. Editorial Boldt. 463 pp.
- Vizán, H. y Lagorio, S.L., 2011. Modelo geodinámico de los procesos que generaron el volcanismo cretácico de Córdoba (Argentina) y la gran provincia ígnea Paraná, incluyendo el origen y evolución de la “pluma” Tristán. *Geoacta* 36: 55–75.
- Zarco, J., 1987a. Caracterización global del modelo uranífero al cual responderían los principales indicios intragraníticos de la mitad septentrional del Batolito de Achala. Deformación magmática. Episenitización. Paleofracturación. Mineralización. Comisión Nacional de Energía Atómica. En Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Zarco, J., 1987b. Reconocimiento de paleoestructuras y alteraciones episeníticas en el Yacimiento Schlagintweit en relación a la mineralización uranífera. Comisión Nacional de Energía Atómica. 11 pp. En Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Zarco, J., 1989. Plan de investigación del batolito de Achala. Sector Los Vallecitos-Schlagintweit. Reconocimiento de paleoestructuras en relación a la

- mineralización uranífera. C.N.E.A. En Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Zarco, J., 1992. Prioridad de indicios uraníferos. Modelo genético basado en el cizallamiento magmático ocurrido durante el emplazamiento del batolito de Achala. C.N.E.A. En Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Zarco, J., 1994. Relevamiento geológico Sector La Negra - El Engaño. Batolito de Achala. Sierras Grandes de Córdoba. Argentina. Informe técnico final. Beca de capacitación Nancy. Francia. Proyecto OIEA/ARG/ 3/007. 5 pp. En Gaido, M. F., Zarco, J.J.; Miró, R.C.; Sapp, M.; Gamba, M.T.; López, T., 2005. Hoja Geológica 3166-30: Los Gigantes. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 299.
- Zarco A., J., 1997. Geología estructural del complejo granítico peraluminoso de Achala en relación con la génesis y localización de mineralizaciones de uranio. (Sierras Pampeanas Argentinas). Propuesta de Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta. Expediente 10.149/96. 5 pp.
- Zarco J. y Gelati H., 2000. Factores de control de la metalogénesis uranífera del batolito de Achala. CNEA. Unidad de Geología. (Inédita).
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G., (Ed.), Provenance of arenites. NATO Advanced Study Series 148, 165-189. D. Reidel, Dordrecht.

Agradecimientos

Al cuerpo docente de la FCEyN, principalmente a aquellos que forman parte del Dpto. de Cs. Geológicas, por estar siempre pendientes del cumplimiento del dictado de clases, independientemente de la situación; por su excelente y continua predisposición para explicar, aclarar y resolver todas las inquietudes que se han presentado durante la carrera.

A mis directores, Patricia y Oscar, por el apoyo incondicional en este período y por preocuparse y ocuparse de poder llevar a cabo este trabajo en el medio de un contexto complicado, ofreciendo su casa para poder hospedarnos durante la campaña. Fue un gusto poder contar con dos excelentes personas y docentes como guías en este TFL. Un agradecimiento especial para Silvia, quien también nos hospedó y cocinó durante la semana en Córdoba.

A mi familia, por apoyarme durante el trayecto y por correr los horarios de la cena o desayuno para amoldarlos a mis horarios de cursada. Mención especial para mis hermanos, que bancaron que muchas veces no pudiera estar presente en el día a día compartiendo tiempo con ellos y para mi papá por incentivar el camino de la ciencia.

A Lu, Nico, Solcito, Juan, Agus A., Fran y Leti, personas que conocí en mi primer año de facultad y hoy son una parte esencial de mi vida. Gracias por estar siempre y por todos los momentos compartidos dentro y fuera de la biblioteca.

A Agus J., Lupe, Nati, Sofi, Rose, Nico C., Magui, Nico G., Gonza y Juani; un equipo geológico hermoso, con quienes tuve la suerte de vivir los viajes de campo, hoy grandes amigos.

A los chicos del CBC y a mis compañeros de cursada, con quienes compartí innumerables tardes de estudio, mates en el río y juegos de mesa.

A Kari, mi compañera de tesis, pilar fundamental de este trabajo y cebadora de los mejores mates de la camada.

A mis abuelas, Mima y Cristi, que siempre me escucharon, apoyaron y fomentaron el estudio con el deseo de que pueda tener un buen futuro. Este título es para ustedes.

Y último, pero no menos importante, agradecerle a Nan, que en estos últimos dos años escuchó todas mis crisis existenciales y siempre me dio una palabra de aliento.

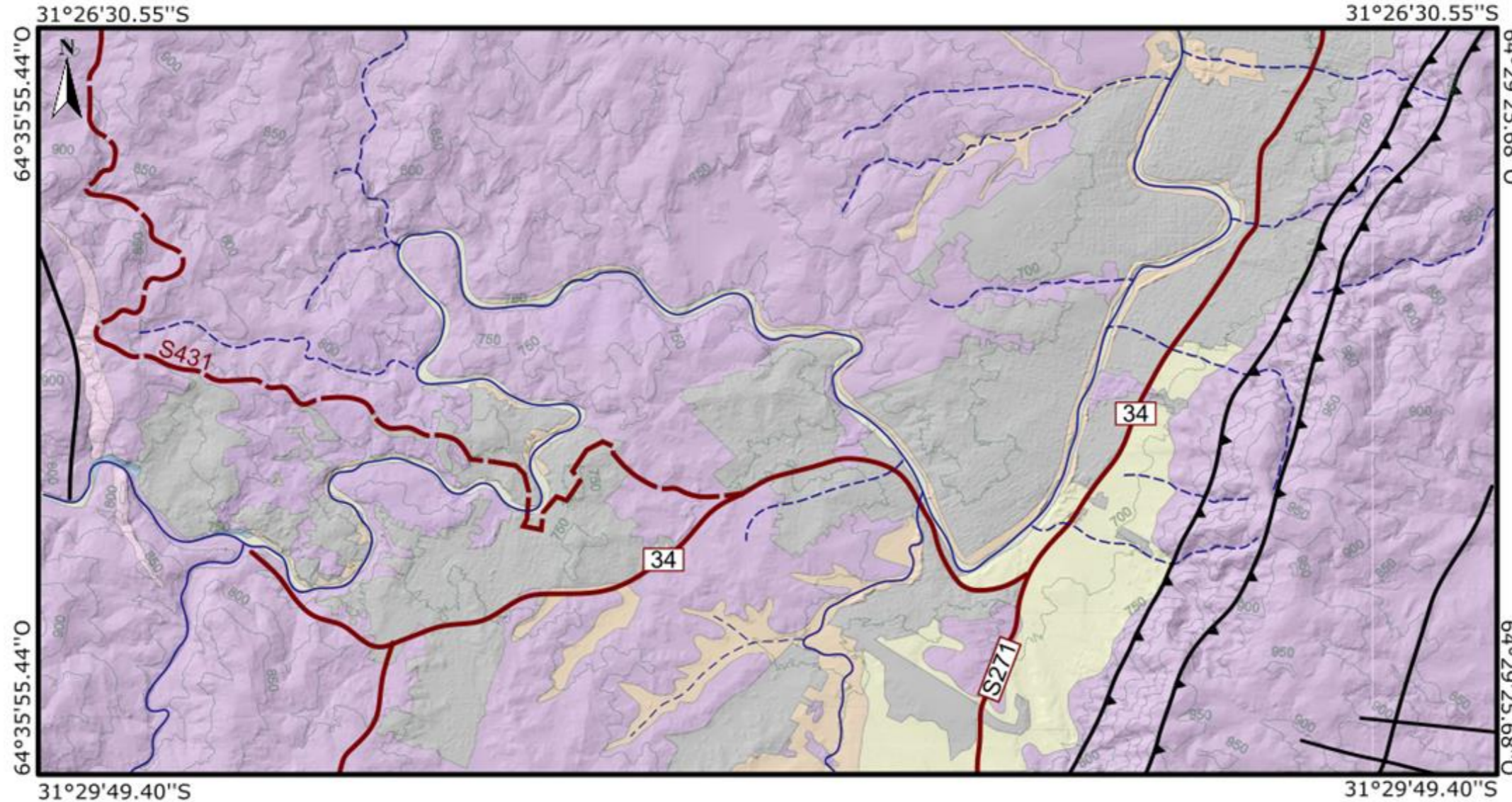
Anexo I

Muestra	Nombre de punto de muestreo	Latitud	Longitud
Puntos de muestreo de arenas			
L1	Badén	-31.467132	-64.520480
L2	Triángulo	-31.475836	-64.523119
L3	La curva	-31.482298	-64.530278
L4	Puente peatonal	-31.474879	-64.533866
L5	Final Arredondo	-31.468824	-64.539624
L6	Piedras Negras	-31.468077	-64.565426
L7	Tala Huasi	-31.477511	-64.561808
L8	Puente Cuesta Blanca	-31.483095	-64.576075
L9	Diquecito	-31.474647	-64.591513
L10	Playa de los Hippies	-31.476979	-64.595974
L11	Desembocadura A° San Antonio	-31.476974	-64.533772
L12	Zanjón Los sauces	-31.484583	-64.537805
L13	Jarillas	-31.534340	-64.551468
L14	La suela	-31.576321	-64.660237
L15	Lágrima del Indio	-31.609238	-64.677118
Puntos de muestreo de gravas			
G1	Puente 2	-31.454221	-64.511143
G2	Curva 2	-31.459424	-64.517074
G3	Triángulo	-31.475836	-64.523119
G4	Playa de los Hippies	-31.476979	-64.595974
G5	Zanjón Los sauces	-31.484583	-64.537805

Ubicación de los puntos de muestreo

Anexo IIa

MAPA GEOLÓGICO SECCIÓN NORTE



REFERENCIAS GEOLÓGICAS

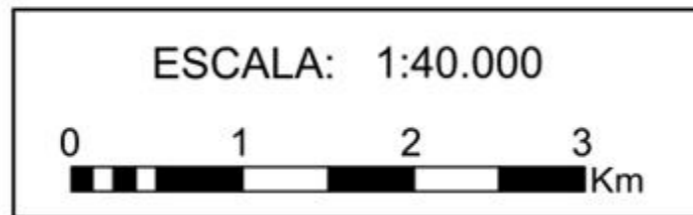
- ↘↙ Falla inversa
- Falla visible
- Contacto neto

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS

- Área urbana
- 34 Ruta provincial
- S431 Camino
- 1000 Curva de nivel y cota (m)
- Río permanente
- - - Río efímero
- Cuerpo de agua

CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO

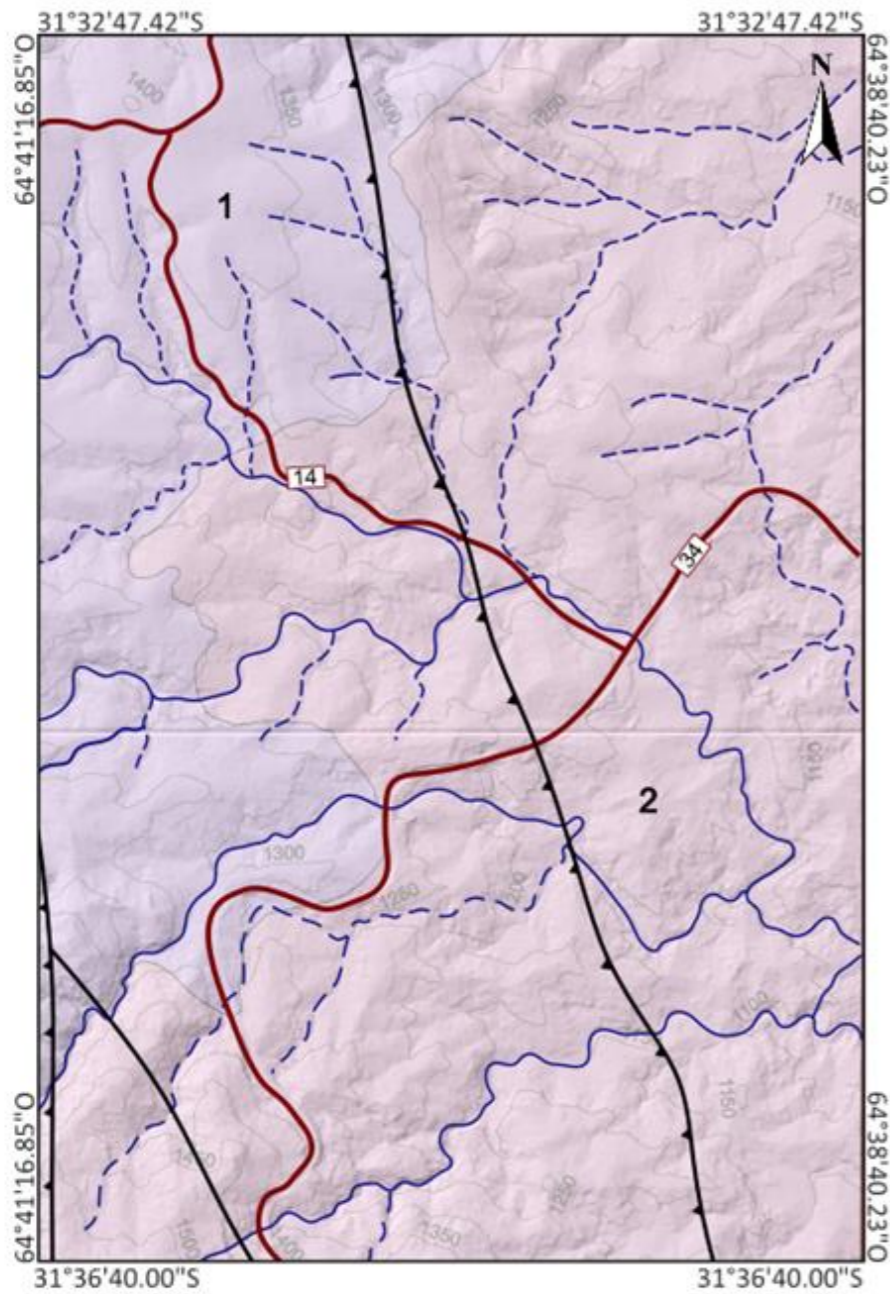
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	5		5 DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES
		PLEISTOCENO	medio - superior	3	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO	inferior	2		3 DEPÓSITOS FLUVIALES ANTIGUOS
	DEVÓNICO	inferior			2 COMPLEJO GRANÍTICO ACHALA
	CÁMBRICO	inferior - medio	1		1 COMPLEJO METAMÓRFICO SIERRA CHICA





Anexo IIb

MAPA GEOLÓGICO SECCIÓN SUR

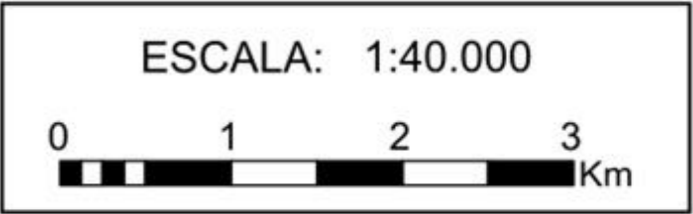


REFERENCIAS GEOLÓGICAS

- ↘↘↘ Falla inversa
- Falla visible
- Contacto neto

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS

- 34 — Ruta provincial
- 1000 Curva de nivel y cota (m)
- Río permanente
- - - Río efímero



CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO

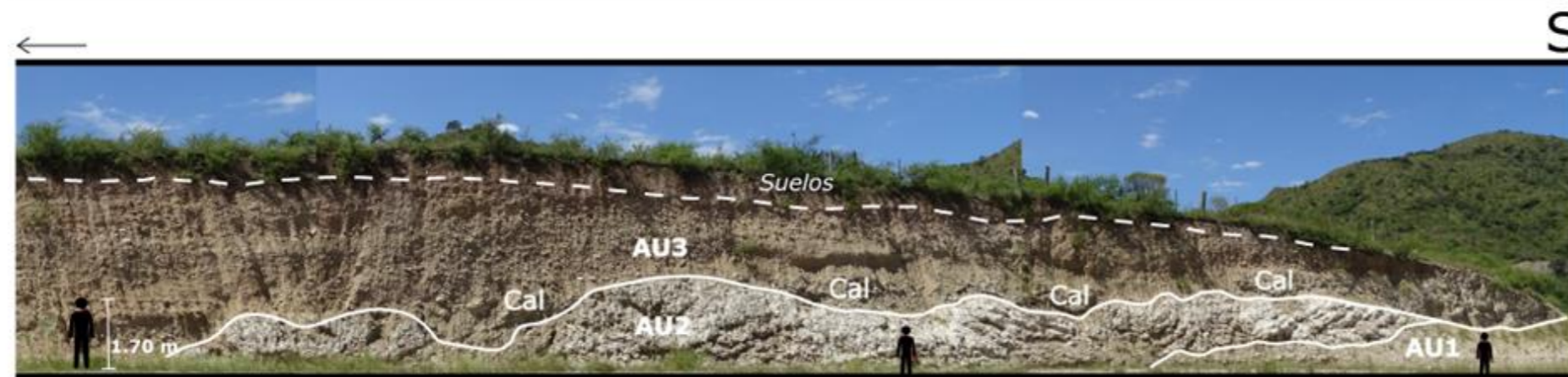
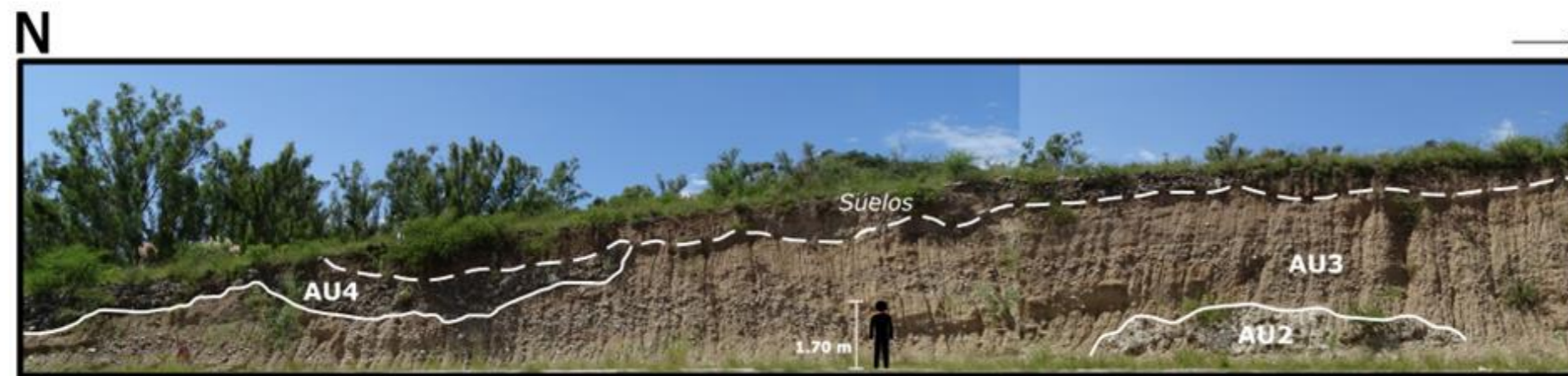
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	5		5 DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES
		PLEISTOCENO	medio - superior	3	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO	inferior	2		3 DEPÓSITOS FLUVIALES ANTIGUOS
	DEVÓNICO	inferior			2 COMPLEJO GRANÍTICO ACHALA
	CÁMBRICO	inferior - medio	1		1 COMPLEJO METAMÓRFICO SIERRA CHICA

Anexo III

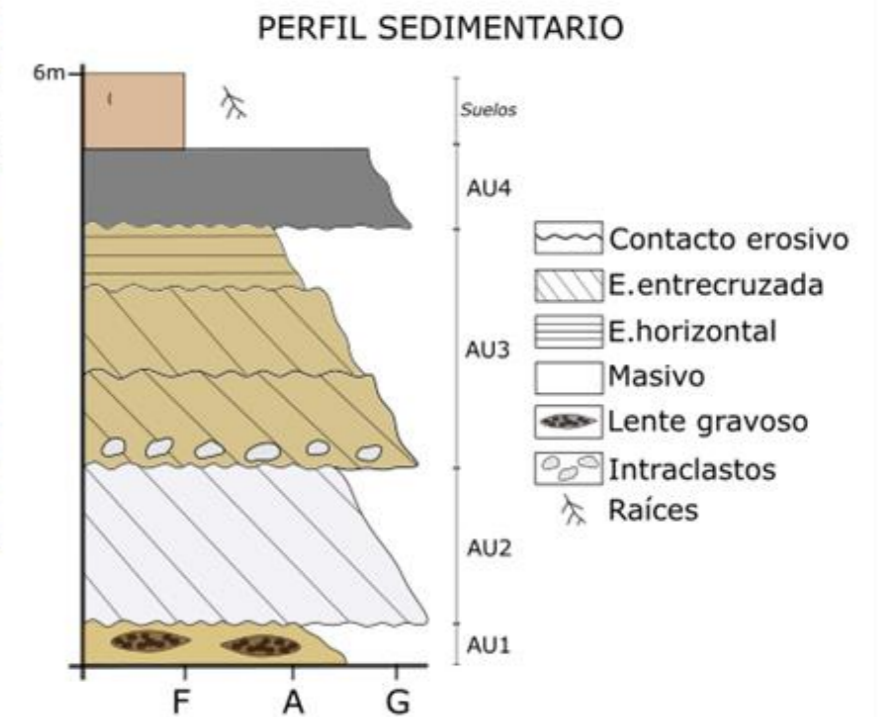
PANEL AFLORAMIENTO CUATERNARIO



E.V.=E.H.



E.V.=E.H.



Nota: Los colores en el perfil sedimentario hacen referencia a los del afloramiento.