



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**“ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO DE LA FALLA LA CHILCA Y
SU POTENCIALIDAD COMO FUENTE SISMOGÉNICA,
PRECORDILLERA CENTRAL DE SAN JUAN”**

AUTOR: GONZALO MATÍAS PEREZ FERRO

ASESORA: DRA. MARÍA ROMINA ONORATO

Co-ASESOR: DR. LUIS MARTÍN ROTHIS

2025

AGRADECIMIENTOS

A mi Asesora de trabajo final de licenciatura, Dra. María Romina Onorato y mi co-asesor Dr. Luis Martin Rothis, por la guía experta, paciencia inagotable y la confianza depositada en mi trabajo. Su rigor científico y sus oportunas correcciones fueron la brújula que orientó esta investigación.

A los miembros del tribunal, *Esp.* María Marta Caballero, Dra. Gabriela Karen Espejo y Dr. Raúl Emmanuel Ocaña, por sus valiosos aportes y críticas constructivas que enriquecieron significativamente el resultado final.

A mi familia, mi primer y más sólido pilar. Graciela, Aníbal, Beatriz y Roberto, por haberme inculcado el valor del esfuerzo y la perseverancia, y por su amor incondicional que me sostuvo en los momentos de mayor incertidumbre. A mis hermanos Melisa y Gabriel.

A ti, mi querida Silvina, por ser mi refugio y mi mayor inspiración. Gracias por tu comprensión, por tu paciencia, por ser mi compañera de vida y de estudio, desde la primer hasta la última materia y por celebrar cada pequeño avance como si fuera tuyo.

Finalmente, a mis amigos, especialmente a Cristian, Priscila, Agustín y Ulises, por todos los momentos compartidos en la carrera, en especial esos largos viajes de campo y largas jornadas de estudio y biblioteca. También quiero mencionar a mis compañeros y grandes amigos que me incentivaron a terminar, Luis, Florencia, Federico, Rocío, Andres, Tadeo, Enrique y Jennifer.

RESUMEN

En la provincia de San Juan, los principales sistemas de fallas activas se extienden paralelamente a los piedemontes de la Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas, generalmente con un rumbo N-S.

En este contexto regional, el presente trabajo se centra en un estudio morfotectónico de la Falla La Chilca, ubicada en el sector sur de la provincia de San Juan, en el departamento Zonda. Se trata de una región geológicamente compleja, caracterizada por la interacción de la Precordillera Oriental y la Precordillera Central, lo que genera una zona triangular con complicaciones estructurales y fallamiento neotectónico.

El objetivo general es evaluar el potencial sísmico de la Falla La Chilca a través de un estudio morfotectónico detallado en el sector norte del río de la Flecha.

La presencia de deformaciones holocenas y una sismicidad histórica e instrumental elevada subrayan la importancia de estas estructuras neotectónicas como potenciales generadoras de sismos destructivos. Este estudio busca contribuir a un mejor entendimiento de la geodinámica local y regional, proporcionando información fundamental para la evaluación del riesgo sísmico en el centro-oeste de Argentina.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	8
1.1 MOTIVOS	8
1.2 OBJETIVOS	8
1.2.1 Objetivo General	8
1.2.2 Objetivos específicos	8
1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	8
CAPÍTULO 2: ASPECTOS GEOGRÁFICOS	10
2.1 OROGRAFÍA	10
2.2 HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	10
2.3 CLIMA	12
2.4 SUELO Y VEGETACIÓN	12
2.4.1 Suelos.....	12
2.4.2 Vegetación	12
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	14
3.1 ANTECEDENTES	14
3.2 GEOLOGÍA REGIONAL	14
3.2.1 ESTRATIGRAFÍA	15
3.2. 2 ESTRUCTURAS.....	16
3.3 GEOLOGÍA LOCAL.....	18
3.3.1 ESTRATIGRAFÍA	18
3.3.2 ESTRUCTURAS.....	26
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	33
4.1 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	33
4.2 ANÁLISIS DE LA GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA	33
4.3 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN Y PERFIL ESTRUCTURAL.....	34
4.4 ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO	35
CAPÍTULO 5: MARCO CONCEPTUAL	36
5.1 GEOMORFOLOGÍA	36
5.1.1 ASPECTOS CONCEPTUALES	36
5.1.2 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.....	37
5.1.3 GEOFORMAS ALUVIALES, COLUVIALES Y FLUVIALES	38
5.2 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA	39
5.2.1 ASPECTOS CONCEPTUALES	39
5.3 NEOTECTÓNICA	41

5.3.1 ASPECTOS CONCEPTUALES	41
5.3.2 MARCO NEOTECTÓNICO DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN	43
5.3.3. EVIDENCIAS DIRECTAS E INDIRECTAS DE ACTIVIDAD SÍSMICA	43
5.3.4. MARCO NEOTECTÓNICO LOCAL	43
CAPÍTULO 6: RESULTADOS	46
6.1 GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	46
6.1.1 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA	49
6.1.2 GEOFORMAS FLUVIALES Y ALUVIALES	50
6.1.2.1 ANÁLISIS DE LOS NIVELES ALUVIALES CUATERNARIOS	54
6.2 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA	57
6.2.1 MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS PLANARES	57
6.2.2 MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS LINEALES	57
6.3 ANÁLISIS DE PERFIL ESTRUCTURAL	59
6.4. ANÁLISIS DE LOS PERFILES TOPOGRÁFICOS	63
6.5 ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO	66
6.5 POTENCIAL SISMOGÉNICO	72
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	75
BIBLIOGRAFÍA	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. El polígono rojo señala el área de trabajo, en línea amarilla el acceso desde la ciudad Capital de San Juan.	9
Figura 2: Cuenca hidrográfica del río la Flecha. El polígono de color amarillo indica la cuenca del río la Flecha señalada por Esper y Perucca (2014). El polígono blanco indica las subcuencas norte y sur, las cuales están involucradas en la zona de estudio y la red de drenaje correspondiente a las mismas.	11
Figura 3: Vegetación característica del área de estudio, se puede observar un 20% de suelo desnudo y la vegetación que predomina es <i>Larrea divaricata</i> y <i>Larrea cuneifolia</i> .	13
Figura 4: Las líneas amarillas señalan la unidad morfoestructural de Precordillera (tomado de Perucca y Vargas, 2014), el recuadro rojo señala el área de estudio	18
Figura 5: Estratigrafía de la zona de estudio. Modificado de Cardó et al. (2020).	25
Figura 6: Principales ríos de San Juan, imagen tomada del IGN	29
Figura 7: Mapa geomorfológico de San Juan, tomado de Perucca (2016).	32
Figura 8: Imagen de la Provincia de San Juan con las principales fallas de actividad tectónica cuaternaria, tomado de Perucca y Vargas (2014), el cuadro rojo indica el área de estudio.	42
Figura 9: Mapa de fallas con actividad tectónica cuaternaria con vergencia oriental y occidental a lo largo de la depresión Matagusanos-Maradona-Acequión, extraído de Perucca et al. (2013).	45
Figura 10: Perfil E-O del Cordón del Infiernillo y el piedemonte oriental.	46
Figura 11: Bloque 3D del Cordón del Infiernillo, en donde se señalan las principales estructuras y pendientes.	47
Figura 12: Perfil E-O del Cerro Bayo.	48
Figura 13: Bloque 3D (longitudinal) del Cerro Bayo, en donde se señala la posible continuidad de la falla La Chilca.	48
Figura 14: Perfiles longitudinales y transversales del piedemonte del Cordón del Infiernillo	49
Figura 15: Procesos de Remoción en Masa.	51
Figura 16: A: Cono de derrubios; B: Meandro Abandonados; C: Deslizamientos; D: Caída de rocas; E: Terrazas fluviales.	52

Figura 17: Fotografías tomadas en terreno A: los recuadros rojos marcan zonas en donde se identifican caída de rocas. B: Deslizamiento, el polígono rojo marca el depósito C y E: Conos de derrubios. D Meandros abandonados.	53
Figura 18: Fotografías: A) Foto del nivel aluvial Q1, B) Foto del nivel aluvial Q2, C) foto del nivel aluvial Q3, D) foto panorámica del nivel aluvial Q1, Q2 y Q3, en línea roja se observa el lineamiento de la Falla La Chilca.	55
Figura 19: Mapa Geomorfológico.	56
Figura 20: Vista al N del nivel aluvial Q3 basculado.	57
Figura 21: Aumento de las sinuosidades en las proximidades de la falla y lineamiento. A, B y C señalan la ubicación de las fotografías de la figura 21.	58
Figura 22: Meandros abandonados.	58
Figura 23: Evidencias de los desvíos de los cauces, en línea roja punteada se indica un lineamiento inferido. Ver ubicación de las imágenes (A, B y C) en Figura 20.	59
Figura 24: Perfil estructural.	61
Figura 25: Discordancia progresiva entre el nivel aluvial cuaternario Q3 y la Formación Albarracín.	62
Figura 26: Fotos en donde se observa intensa deformación en los estratos de la Formación Albarracín	62
Figura 27: Imagen de ubicación de los perfiles y escarpas de falla.	63
Figura 28: Sección A-A'.	64
Figura 29: Sección B-B'.	65
Figura 30: Sección C-C'.	65
Figura 31: Sección D-D'.	66
Figura 32: Sismos de profundidad menor a 30 km.	67
Figura 33: Sismos de profundidad entre los 30 km y los 100 km.	69
Figura 34: Sismos de profundidad mayor a los 100 km	71

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVOS

El motivo de la presente memoria es cumplir con los requerimientos de la carrera Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, de la Universidad Nacional de San Juan, con el fin de obtener la titulación.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Evaluar el potencial sísmico de la falla La Chilca, al norte del río la Flecha

1.2.2 Objetivos específicos

1. Reconocer, mapear y caracterizar las deformaciones cuaternarias. Determinar los parámetros morfológicos: Longitud de ruptura, desplazamientos tectónicos horizontales y/o verticales, alturas de escarpas, morfología de las escarpas.

2. Analizar las anomalías de la red de drenaje.

3. Efectuar un análisis geomorfológico en el área de estudio, con énfasis en evidencias morfotectónicas asociadas a la falla La Chilca.

4. Identificar la preservación de evidencias de rupturas superficiales asociadas a sismos en el registro sedimentario cuaternario a los fines de efectuar, de ser posible, análisis paleosísmicos.

5. Determinar el potencial sismogénico que presenta la estructura propuesta.

1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector centro sur de la provincia de San Juan, a 50 km (en línea recta) aproximadamente de la ciudad Capital, en el extremo sureste del departamento Zonda. Se accede por ruta nacional N°40 en un recorrido de 54 km hacia el sur de la ciudad Capital, hasta interceptar la ruta nacional N° 153, en donde se continúa por 22 km hasta llegar a la localidad de Los Berros, para luego empalmar la ruta provincial N° 287 hacia el norte por una huella no asfaltada por 9 km aproximadamente hasta llegar a los distintos puntos de interés (Figura 1).

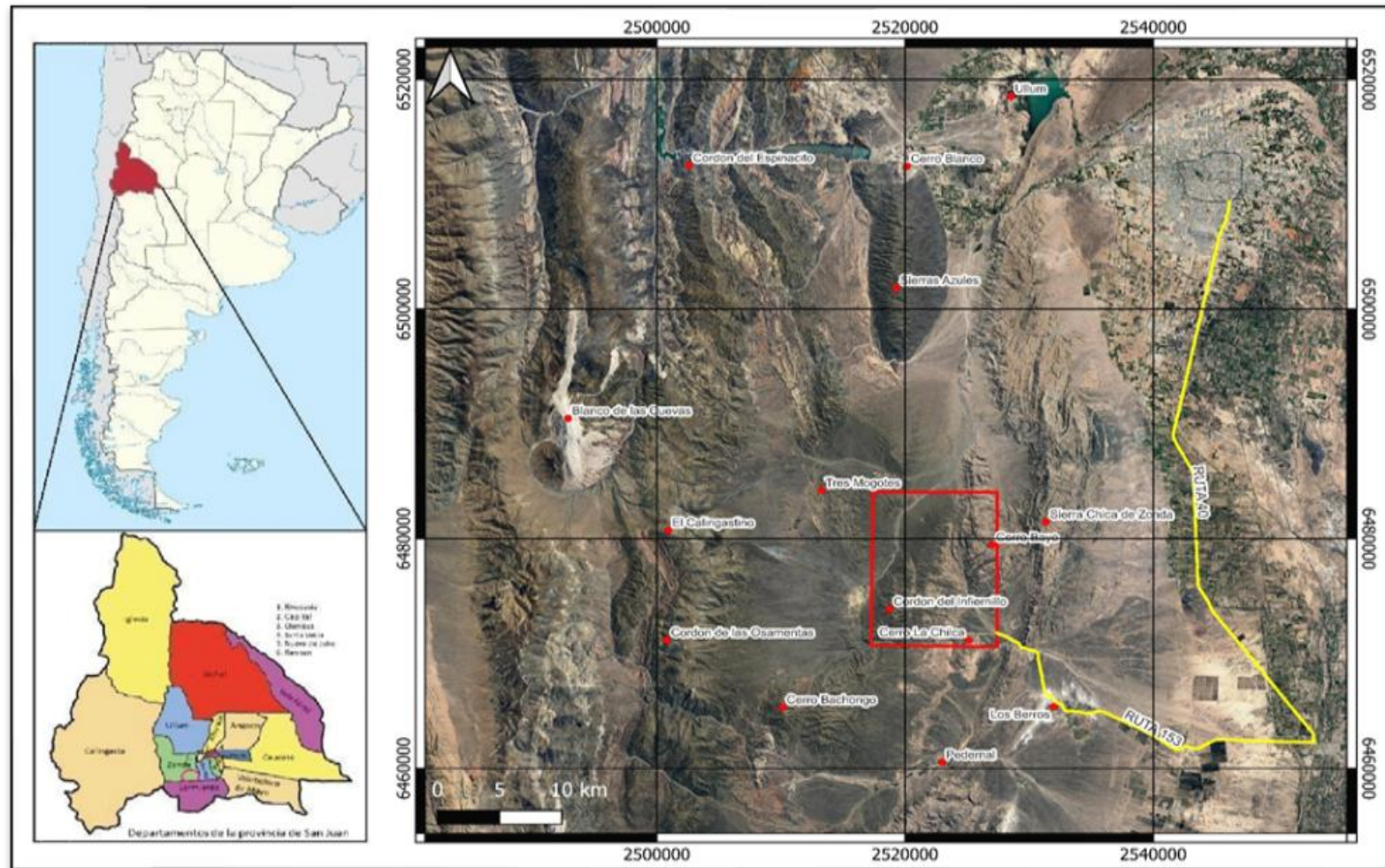


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. El polígono rojo señala el área de trabajo, en línea amarilla el acceso desde la ciudad Capital de San Juan.

CAPÍTULO 2: ASPECTOS GEOGRÁFICOS

2.1 OROGRAFÍA

La zona de estudio se caracteriza por presentar elevaciones con una orientación predominantemente norte-sur, la principal elevación montañosa en la zona de estudio corresponde al Cordón del Infiernillo, el cual posee una longitud de 8,3 km en sentido N-S, con un ancho de 2,65 km, su altura máxima es de 1.874 m s.n.m. Presenta un piedemonte oriental con mayor extensión alcanzando una longitud máxima de 7,1 km, mientras que el occidental es de 1,6 km.

A su vez, la zona de estudio se encuentra rodeada de otros cordones montañosos, tales como: el cerro Bayo, al NE, con una altura máxima de 1840 m s.n.m. y la Sierra Chica de Zonda, con una altura de 2.047 m s.n.m. Hacia el S, se encuentran el cerro La Chilca y Punta del Cerro, con alturas de 1349 y 2024 m s.n.m., respectivamente. Al SO, está el cerro Bachongo, con una altura de 3172 m s.n.m., hacia el O, se encuentran el cerro Negro y El Calingastino, con alturas de 3375 y 3607 m s.n.m. Finalmente, hacia el NO, se encuentra el cerro Tres Mogotes, con una altura de 1375 m s.n.m. (Figura 1).

2.2 HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El área de estudio forma parte de la cuenca hidrográfica del río de la Flecha (Figura 2), esta cuenca ha sido analizada por Esper y Perucca, (2014) quienes la describen con una morfología alargada, debido a su relación de alargamiento y factor de forma, en dirección O-E y una superficie de aproximadamente 300 km². La cuenca posee un curso principal, denominado río de la Flecha, de 31,7 km de longitud, que varía en su recorrido de rectilíneo a trezado, indicando alta energía de flujo, debido a pendientes pronunciadas. La cuenca ha sido caracterizada morfométricamente de acuerdo al factor de forma con una tendencia al alargamiento y una baja probabilidad de inundaciones frecuentes.

El área analizada en este estudio se extiende sobre la margen norte del río de la Flecha, el piedemonte oriental del Cordón del Infiernillo y el sector SO del Cerro Bayo. El drenaje de este sector forma parte de dos subcuencas, una sobre el margen norte del río y hasta la parte media del piedemonte (señalada en este trabajo como subcuenca sur, Figura 2 y otra desde la parte media hacia el norte hasta el Cerro Bayo (señalada en este trabajo como subcuenca norte, Figura 2). La subcuenca sur se caracteriza por presentar una forma alargada, más ancha en su

sección occidental y una marcada asimetría con una menor área en el margen sur con respecto al norte. El margen sur presenta un marcado control estructural (fallas y estratificación) lo cual está representado por ángulos de confluencia cercanos a los 90° y un patrón subdendrítico. En su margen norte, la red de drenaje es dendrítica y de alta densidad, debido a la litología de la zona (areniscas impermeables y lutitas).

La subcuenca norte, se caracteriza por un contraste entre sus márgenes occidentales y oriental. El margen occidental tiene un patrón dendrítico denso en el sector de los cerros, debido a la lenta permeabilidad del afloramiento. En el piedemonte se observa un patrón divergente, característico de los abanicos aluviales, donde la pendiente es el factor dominante. El lado este tiene un diseño de drenaje rectangular debido al fuerte control estructural por fracturas que afectan al Cerro Bayo (Esper y Perucca, 2014).

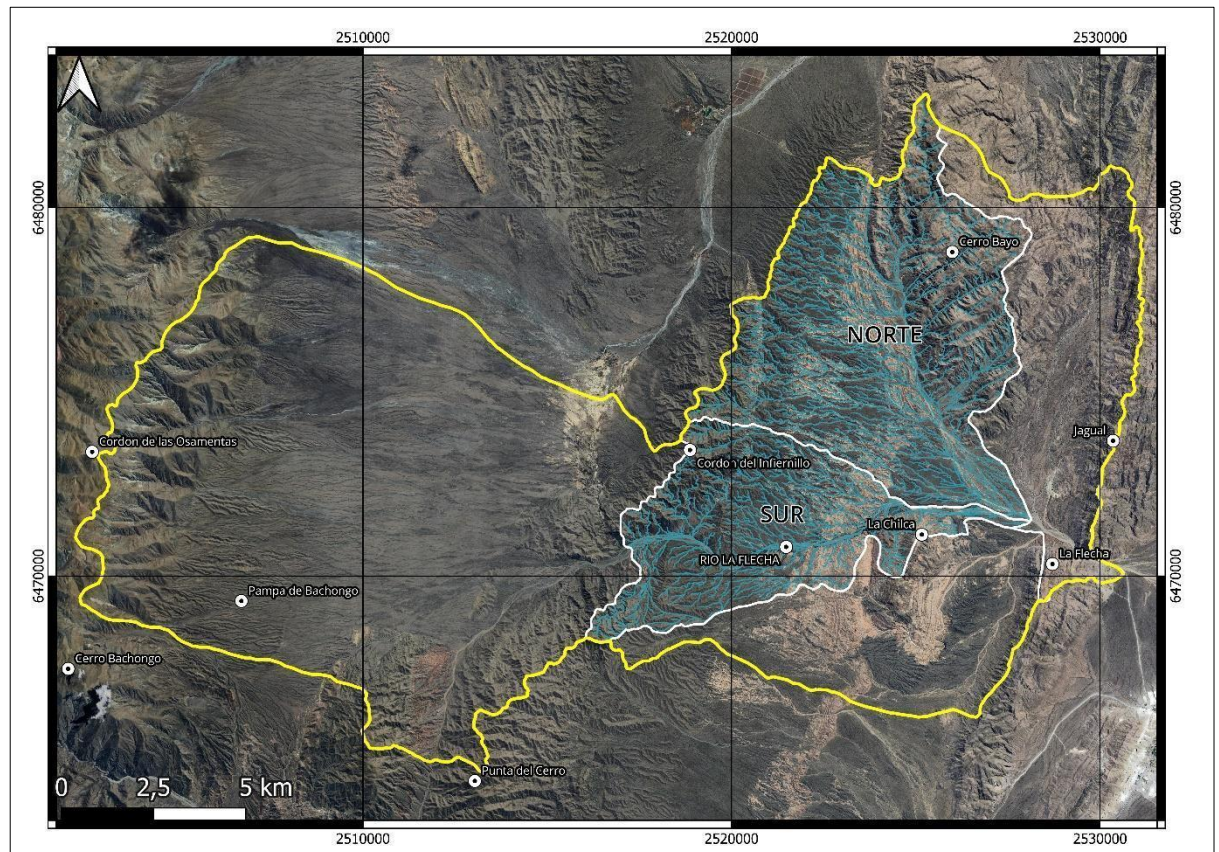


Figura 2: Cuenca hidrográfica del río la Flecha. El polígono de color amarillo indica la cuenca del río la Flecha señalada por Esper y Perucca (2014). El polígono blanco indica las subcuencas norte y sur, las cuales están involucradas en la zona de estudio y la red de drenaje correspondiente a las mismas.

2.3 CLIMA

Según la tipificación mesoscálica del clima de la provincia de San Juan realizada por (Poblete y Minetti, 1989), el clima del área pertenece al tipo BWwka (de la clasificación de Köeppen), en donde (BW) corresponde a clima seco de desierto con vegetación xerófita o sin vegetación y concentración estival de las precipitaciones (w). El término (k) hace referencia a temperatura media anual menor de 18 °C y (a) es la temperatura del mes más cálido mayor que 22 °C. Existe gran radiación solar y transparencia atmosférica, además de una notable amplitud térmica anual y diurna/nocturna.

En el área de estudio predomina un clima árido de desierto, con precipitaciones muy bajas, del orden de los 100 mm/año y en periodo estivales son de tipo torrencial, corta duración y elevada intensidad, los periodos de precipitaciones son en los meses de enero, febrero y marzo. Los vientos característicos de la zona son de dirección sureste y también vientos de dirección norte y noroeste, siendo el viento característico de la región el denominado viento Zonda del cuadrante oeste.

2.4 SUELO Y VEGETACIÓN

2.4.1 Suelos

A causa de las condiciones climáticas, áridas y semiáridas, e hidrográficas reinantes en la región, el desarrollo del suelo es muy escaso. Los suelos son incipientes y esqueléticos, clasificados como; Orden Entisoles; Subgrupo Torriortentes Típicos (INTA, 1990), la proveniencia de los mismos es de materiales aluviales–coluviales y presentan características de suelos jóvenes, inmaduros, con escaso desarrollo de horizontes pedogenéticos, con texturas muy diversas, que abarcan desde la fragmentaria con predominio de rodados y bloques en los faldeos, hasta limosa en las zonas deprimidas.

2.4.2 Vegetación

El área de estudio corresponde a la provincia fitogeográfica de Monte, según la clasificación de Cabrera, (1994), en donde predominan plantas xerófitas, psamófilas y halófitas que crecen en forma heterogénea formando parches de vegetación, generalmente de carácter arbustivo (Figura 3), aunque también se encuentran especies arbóreas bajas. La vegetación típica es del género *Larrea divaricata*, *Larrea cuneifolia* (jarillas) (Figura 3), *Bulnesia retama* (retamo), *Prosopis flexuosa* (algarrobo), *Prosopis alba* (algarrobo blanco), *Prosopis*

strombulífera (retortuño), *Prosopis nigra* (algarrobo negro), *Schinus molle* (molle), *Opuntia* sp. y *Tephrocactus aoracanthus* (cactus), *Parkinsonia preacox* (chañar).

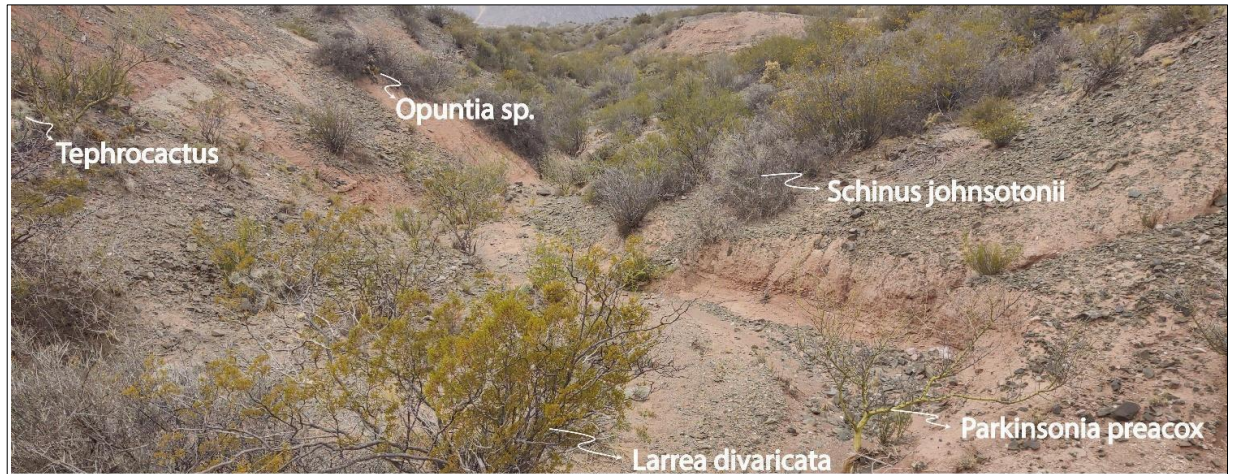


Figura 3: Vegetación característica del área de estudio, se puede observar un 20% de suelo desnudo y la vegetación que predomina es *Larrea divaricata*.

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 ANTECEDENTES

Los primeros trabajos corresponden a Bastías (1986), quien propuso una zonación en Sistemas de Fallamiento para la Precordillera de la provincia de San Juan y describió en forma somera a la falla Maradona, ubicada al NO del área de estudio. Posteriormente, Uliarte et al. (1987), realizaron estudios morfológicos y neotectónicos en el área del cerro La Chilca ubicada al SE del Cordón del Infiernillo.

Perucca et al. (1990), observaron la existencia de un fallamiento activo que se manifiesta a través de la disposición de los estratos de la Formación Mogna, en posición vertical, abanicos aluviales modernos “colgados” por fallamiento y erosión y desplazados en sus ápices evidenciando una componente de rumbo.

Rothis (2008), realizó un estudio neotectónico en el área del abanico El Mocho, ubicado al sureste del área de estudio e indicó actividad tectónica previa al Holoceno.

Perucca y Onorato (2011), reconocen áreas de fallamiento en la depresión ubicada al sur del río de la Flecha, dentro del corredor tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión. Caracterizan a las estructuras con vergencia opuesta, a las fallas ubicadas en el sector oriental (falla el Mocho y tramos paralelos) con vergencia occidental, y a las fallas ubicadas en el piedemonte de Precordillera Central (sistema de falla Maradona, falla Las Osamentas y otras), con vergencia oriental.

Perucca et al. (2012), reconocieron actividad tectónica cuaternaria dentro del corredor tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión, entre los ríos San Juan y de la Flecha, evidenciando actividad neotectónica en la región.

Esper y Perucca (2014), realizaron un estudio geomorfológico y morfométrico de la cuenca del río de la Flecha, determinando que la zona de estudio se encuentra controlada por la estructura, estratificación y fallas.

3.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La Precordillera es una provincia geológica con aproximadamente 550 km de longitud y 100 km de ancho, se encuentra entre la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas Occidentales. Se extiende desde La Rioja hasta cerca de la capital de Mendoza, se sumerge bajo el piedemonte de la Cordillera Frontal y forma parte del subsuelo de la Cuenca Cuyana. Su denominación se debe a Bodenbender (1902). La provincia geológica de Precordillera ha sido

subdividida en tres unidades: Oriental, Central y Occidental (Ortiz y Zambrano, 1981, Figura 4).

El primer estudio regional específico, junto con un levantamiento regular de sus terrenos paleozoicos, fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). Es una unidad morfoestructural, caracterizada como una faja plegada y corrida en los Andes, formada sobre rocas sedimentarias paleozoicas que se habrían levantado principalmente durante el Cenozoico superior (Baldi et al., 1981). Su origen se debe a la migración hacia el este del frente orogénico, resultado de la subducción subhorizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Ramos et al., 1986). Esta característica influye en la migración del frente orogénico, la ausencia de volcanismo y de la actividad sísmica de intraplaca, generando una intensa actividad neotectónica concentrada principalmente en el frente orogénico de la Precordillera (Ramos et al., 1986).

3.2.1 ESTRATIGRAFÍA

En la Precordillera Oriental, las sedimentitas más antiguas están constituidas por depósitos continentales rojos y evaporitas de edad cámbrica inferior (Astini y Vaccari, 1996). En discordancia se apoyan los depósitos de plataforma carbonática del Cámbrico–Ordovícico inferior. Las secuencias del Ordovícico clásico, corresponden a niveles conglomerádicos y olistolitos que están contenidas o cubiertas por depósitos silúricos de gran espesor.

La Precordillera Central se compone principalmente de depósitos de plataforma calcárea ordovícicos. En esta región, la característica distintiva es la presencia de una superficie de despegue de corrimientos, la cual se encuentra en rocas carbonáticas de plataforma con una edad correspondiente al Ordovícico inferior. Sobre esta base, los depósitos pelíticos del Silúrico y Devónico se asientan en discordancia. Una notable característica geológica en la Precordillera Central es la presencia de sedimentos marinos turbidíticos del Devónico inferior a medio, que indican la existencia de un frente deltaico que progresa de este a oeste. Esta dinámica geológica revela una progradación significativa en la región. La secuencia geológica continúa en concordancia con las sedimentitas neopaleozoicas, según destacan Ortiz y Zambrano (1981).

En la Precordillera Occidental, la ausencia de facies de plataforma carbonática es notable, siendo reemplazadas por facies clásticas de talud ordovícicas que incluyen olistolitos calcáreos significativos. Estos olistolitos se originan en la plataforma, conteniendo fósiles que abarcan desde el Cámbrico medio hasta el Ordovícico inferior. Adicionalmente, se encuentran olistolitos formados por conglomerados de basamento. Las sedimentitas ordovícicas se

entrelazan con basaltos de naturaleza oceánica y están posicionadas tectónicamente en el sector sur. Esta zona presenta una secuencia ofiolítica desglosada, que incluye rocas ultrabásicas, gabros, piroxenitas y lavas basálticas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984). En un contexto temporal, los depósitos neopaleozoicos apoyan en discordancia angular sobre los eopaleozoicos. Este complejo entramado geológico en la Precordillera Occidental revela la dinámica y la complejidad de los procesos tectónicos y sedimentarios que han dado forma a la región a lo largo del tiempo.

3.2. 2 ESTRUCTURAS

La Precordillera Occidental y Central poseen vergencia oriental, mientras que la Precordillera Oriental posee vergencia opuesta, y forma una zona triangular en el frente de empuje como resultado de la interacción entre la Precordillera Central de piel fina que avanza hacia el este y el sistema de Precordillera Oriental de piel gruesa, que avanza hacia el oeste. (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996) (Figura 4).

La evolución estructural responde a la convergencia subhorizontal de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, dando origen a una faja plegada y corrida de piel fina en la Precordillera Occidental y Central, y un estilo de piel gruesa en la Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas, entre los segmentos 28° LS y 33° LS (Jordan et al., 1993; Zapata y Allmendinger, 1996). Esta geometría subhorizontal se debe a la subducción de la dorsal de Juan Fernández, expresada por la migración del arco magmático neógeno hacia el antepaís, finalizando su actividad alrededor de los 10 Ma (Kay et al., 1991; Ramos et al., 1997; Ramos et al., 2002).

Las áreas de la Precordillera Occidental y Central están compuestas por cuatro a seis corrimientos principales que se inclinan hacia el oeste y tienen su nivel de despegue en la secuencia cambro-ordovícica (Allmendinger et al., 1990). Estos corrimientos se disponen en un abanico imbricado hacia el antepaís (Boyer y Elliot, 1982), donde la fracturación se propaga hacia el este, transportando las capas imbricadas más antiguas sobre las más jóvenes. Esto provoca un aumento gradual de las inclinaciones originales de las fallas hacia el oeste e incluso el vuelco de los planos de corrimiento (Von Gosen, 1992). Además, se observan corrimientos fuera de secuencia y estructuras de interferencia debido a la interacción con la estructuración de la Precordillera Oriental (Zapata y Allmendinger, 1996).

La Precordillera Oriental muestra estructuras con vergencia occidental, controladas por las características del basamento que se inclinan hacia el este, y por un nivel de despegue

profundo probablemente formado durante la orogenia del Ordovícico temprano-Devónico tardío (Zapata, 1998). Estas estructuras cortan el basamento, pero no lo exponen, y el mecanismo de deformación es de tipo piel gruesa, similar al observado en el área de Sierras Pampeanas (Ortiz y Zambrano, 1981; Allmendinger et al., 1990). El frente orogénico de la faja plegada y corrida de piel fina, junto con el margen occidental de la Precordillera Oriental, conforman una zona triangular de piel gruesa cuando se analizan en conjunto (Zapata y Allmendinger, 1994; 1996). Esta zona triangular tiene su región central en el bolsón de Matagusanos. Sin embargo, al sur del río de las Peñas, esta zona triangular desaparece debido a la disminución del rechazo de los corrimientos bajos, posiblemente relacionado con un aumento en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff y el consiguiente desplazamiento de la deformación hacia regiones occidentales (Figuerola y Ferraris, 1989).

En relación a las características del plegamiento asociado a los corrimientos, se observa que el mecanismo predominante es la formación de pliegues de propagación de falla, los cuales son asimétricos. Estos pliegues se generan mediante la transferencia de acortamiento por encima de las terminaciones de los corrimientos ciegos. Es posible que estos pliegues sean reactivados, lo que conlleva al transporte de los mismos por encima de los corrimientos. Además, la magnitud del desplazamiento puede variar a lo largo del rumbo de las fallas, lo cual provoca modificaciones en la posición estratigráfica de las terminaciones de los corrimientos (Allmendinger et al., 1990).

Para completar el esquema de corrimientos y plegamientos resultado de la migración hacia el este del frente andino, es importante considerar el control ejercido por elementos estructurales y paleogeográficos preexistentes. Estos elementos influyen en el patrón de fallamiento de la región (Baldis et al., 1982; Ramos et al., 1986). Además, se debe tener en cuenta la presencia de fallas fuera de secuencia y estructuras tensionales menores que se orientan de manera oblicua al rumbo general de los cordones montañosos (Allmendinger et al., 1990).

La zona de estudio presenta un arreglo estructural de faja plegada y corrida epidérmica (de piel fina) típica de Precordillera Central con corrimientos dirigidos hacia el este. También se reconoce un sistema de fracturación transtensional casi perpendicular a las estructuras norte-sur con rumbo N 70° O y componente de rumbo dextral para el caso de la quebrada de La Flecha (Vaca, 1977).

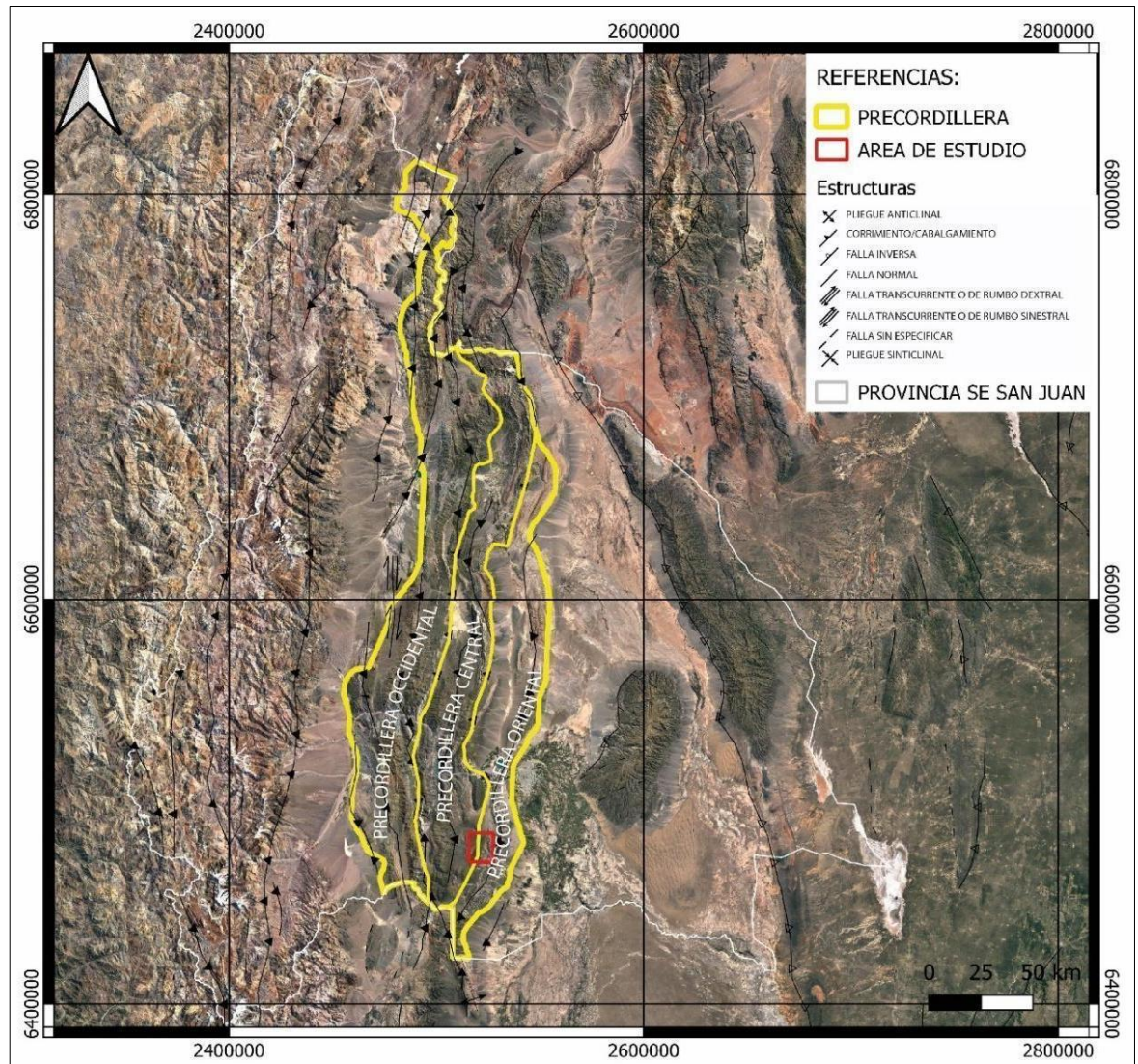


Figura 4: Las líneas amarillas señalan la unidad morfoestructural de Precordillera (tomado de Perucca y Vargas, 2014), el recuadro rojo señala el área de estudio.

3.3 GEOLOGÍA LOCAL

3.3.1 ESTRATIGRAFÍA

Formación La Laja

Esta formación fue inicialmente definida por Borrello (1962) y posteriormente modificada por Bordonaro (1980). En el área de estudio se encuentra distribuida a lo largo del flanco occidental de la sierra Chica de Zonda y el cerro Bayo (Figura 5). Baldi y Bordonaro (1981) distinguieron en la quebrada de Zonda, al noreste de la región de interés, cuatro miembros: El Estero, Soldano, Rivadavia y Juan Pobre que totalizan un espesor de 1200 m de

calizas, calizas dolomíticas, calizas arcillosas y margas, con algunos estratos de rocas clásticas como lutitas y cuarcitas.

La formación La Laja abarca desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Cámbrico medio tardío, dada su correlación por las biozonas de trilobites homologadas con las de las plataformas norteamericanas, tales como las Zonas de Olenellus, Plagiura–Poliella, Albertella, Glossopleura y Ehmaniella y Bolaspidella (Bordonaro, 1986).

Formación Zonda

Fue definida por Bordonaro (1980) como una sucesión de dolomías, dolomías calcáreas y calizas dolomíticas de color gris claro a gris amarillento y blanquecino. Sus afloramientos en el sector de estudio se encuentran distribuidos sobre el cerro Bayo y la sierra Chica de Zonda, en el ámbito de Precordillera Oriental (Figura 5).

No se han hallado fósiles diagnósticos que precisen su edad, por lo que se le asignó una edad tentativa correspondiente al cámbrico superior temprano por su ubicación y relación estratigráfica con la formación La Laja que la infrayace (Arroqui Langer y Bordonaro, 1996).

Formación La Flecha

Definida por Baldis et al. (1981), aflora en el cerro Bayo y sierra Chica de Zonda (Figura 6). Posee una potencia promedio de 500 m y se caracteriza por una alternancia cíclica de calizas y dolomías con chert, con abundantes estructuras algales estromatolíticas con formas muy diversas (Armella, 1990).

Estas acumulaciones se originaron en una plataforma tidal extensa y parcialmente restringida con características oscilantes en pulsos biocíclicos (Armella, 1989). Keller et al. (1989) interpretaron los ciclos somerizantes hacia arriba que representan un antiguo sistema de *sabka*. La edad de la formación va del Cámbrico superior, por la presencia de trilobites, hasta el Ordovícico inferior.

Formación San Juan

Definida por Kobayashi (1937) y redefinida por Amos (1954), en el área de estudio aflora en la sierra Chica de Zonda (Figura 5). Su edad abarca desde el Tremadociano hasta el Arenigiano inferior y está integrada por calizas macizas, calizas lajosas y margas que poseen abundante fauna de plataforma abierta, con trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes estromatopóridos (Keller y Bordonaro, 1993).

La Formación San Juan se trata de calizas grises cuyo ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma calcárea poco profunda, con geometría de rampa (Astini et al., 1996).

Formación La Silla

Keller et al. (1994a y b) definieron a esta unidad aunando parte de los miembros superiores de las formaciones La Flecha y San Roque (Baldis et al., 1981) y parte del miembro macizo basal de la Formación San Juan. En el área de estudio aflora en la sierra Chica de Zonda (Figura 5). La litología es de calizas micríticas y microesparitas de color gris oscuro y gris claro, con delgadas intercalaciones de dolomías blanquecinas y laminadas.

Cañas (1995) interpretó que esta formación se depositó en una plataforma carbonática con margen distal, con subambientes de lagoon y llanuras tidales someras, aunque también Keller et al. (1994 a y b) consideraron una posible rampa carbonática.

Formación Rinconada

Constituye afloramientos aislados en el flanco oriental de la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal (Figura 5). La litología comprende una melange sedimentaria de bloques alóctonos clásticos y carbonáticos (de tamaños variables desde la decena de centímetros hasta 3 km de longitud) inmersos en una fina matriz pelítica y areniscosa de coloración verdosa, con conglomerados canalizados, constituyendo una facies heterolítica (Amos, 1954). Los restos fósiles que posee, fundamentalmente los graptolites, son correlacionables con los de la formación Los Espejos, formación Tambolar (para la Precordillera Central) que son típicos del Silúrico superior. Es por ello que Peralta, 1993 asignó una edad silúrica a esta formación, más precisamente ludloviana (Silúrico superior).

Formación Punta Negra

Bracaccini (1950) llamó a esta unidad Complejo de Punta Negra, posteriormente Padula et al. (1967) la llevaron a la categoría de formación. Es la unidad de mayor distribución areal en la Precordillera de San Juan, ya que aflora en toda la Precordillera Central. En el área de estudio aflora en el Cordón del Infiernillo (Figura 5). Esta unidad está constituida por una alternancia de grauvacas, lutitas y paraconglomerados de matriz arenosa, destacan los colores verde oliva a gris oscuro en dicha formación. Las facies corresponden a una típica secuencia turbidítica de Bouma de abanico submarino; con un espesor superior a los 1.000 metros. El ambiente se interpreta como abanicos detríticos submarinos profundos generados por corrientes

de turbidez provenientes del este (González Bonorino, 1975). Posee escaso contenido paleontológico, limitado a restos de briznas vegetales retransportados asignados a *Haplostigma furquei*, *Cyclostigma* sp. y *Sporongites* sp. (Baldis, 1973), cuya edad es señalada para el Devónico medio a superior.

Formación Jejenes

Esta unidad fue descripta por Keidel (1922) como Estratos de Jejenes y por Heim, (1948) como Serie de Jejenes. Posteriormente, Amos (1954) la llamó Formación Jejenes. Los afloramientos de esta formación se reconocen en el Cerro la Chilca (Figura 5).

Comienza con un conglomerado polimíctico con intercalaciones de areniscas y lutitas carbonosas, luego le siguen areniscas de color verde oliva con gradación normal; en la parte media del perfil se intercalan areniscas y limolitas verdes con estratificación granodecreciente, seguidas por un paraconglomerado y un conglomerado oligomíctico con clastos de rocas metamórficas; en la parte superior se ve una alternancia de areniscas y limolitas y culmina con un paraconglomerado polimíctico. El ambiente de depositación es continental, con depósitos de corrientes de turbidez de alta y baja densidad en una cuenca tipo hemigraben, con depósitos glaciogénicos (Bercowski, 1987). Se le asigna una edad carbonífera superior, por la zona de *Nothorhacopteris*-*Botrychiopsis*-*Gingophylum*.

Formación La Dehesa

Los afloramientos de la sierra de La Dehesa, al norte del río San Juan, fueron diferenciados como formación La Dehesa por Cuerda y Furque (1984). Ramos et al. (2000) aplicaron esta nomenclatura también a los depósitos que se hallan al sur del río San Juan. En el área de estudio se observan al NO del Cordón del Infiernillo. (Figura 5).

La unidad comienza con un conglomerado con clastos de grauvaca, calizas, cuarzo bien redondeado y rocas metamórficas; por encima se apoyan areniscas cuarzo-feldespáticas en ciclos grano decrecientes, limolitas y lutitas, carbonosas en la parte media del perfil. En la parte superior presenta areniscas sabulíticas cuarzosas con intercalaciones de limolitas oscuras y culmina con un conglomerado. En rocas similares a esta unidad, fueron descubiertas faunas marinas de edad carbonífero-pérmica (Milana et al., 1987).

El ambiente es del tipo fluvial con depósitos lacustres en un ambiente periglacial. Los restos fósiles no permiten asignar edad, pero por correlación de sus litofacies se estima que la formación La Dehesa es carbonífera superior a pérmica inferior.

Formación Andapaico

Harrington (1971) definió esta unidad en la región de Ramblón, luego fue reconocida en las Lomas de Bachongo por Arrondo et al. (1986) y también por Coca y Bercowski (1994). Aflora en el sector austral de la Precordillera Central de San Juan, en el área de estudio se reconoce al SO del Cordón del Infiernillo (Figura 5). Está integrada por areniscas cuarcíticas finas y claras con intercalaciones de areniscas micáceas y arcillosas hacia la parte inferior y por wackes oscuros y macizos que se intercalan con lutitas oscuras en el tramo superior.

Los ambientes reconocidos corresponden a medios fluviales y lacustres (Arrondo et al., 1986). Además, Coca y Bercowski (1994) reconocieron facies eólicas. Correa et al. (2012) identificaron depósitos de frente de playa inferior, ríos anastomosados con planicie, ríos de alta sinuosidad, playa, sistema eólico, isla barrera y laguna de llanura costera. Arrondo et al. (1986) le asignaron una edad carbonífera superior (Trampeaderense) en base a restos plantíferos.

Traquita La Flecha

Estas rocas volcánicas fueron mencionadas por Stappenbeck (1910) quien las asignó al Grupo Paganzo. La denominación de Traquita La Flecha se debe a Rossa et al. (1986).

Los escasos afloramientos en el área de estudio se reconocen en las inmediaciones de la quebrada de La Flecha y en el cerro La Chilca (Figura 5). Esta unidad volcánica está compuesta por traquitas de color rojo ladrillo, de textura porfídica, con fenocristales de sanidina en una pasta formada por minerales félsicos fuertemente teñidos por limolitas (Rossa et al., 1986).

La edad de 208 ± 5 Ma fue determinada por el método K/Ar en masa fundamental y permite asignar este evento magmático al Triásico superior más alto (Castro de Machuca et al., 2013).

Formación Albarracín

Esta unidad fue definida inicialmente como Estratos Calchaqueños por Stappenbeck (1910) y Groeber y Tapia (1926). La formación Albarracín fue investigada por Bercowski et al. (1993), en el perfil del río de la Flecha, donde reconocieron tres miembros: el basal, de 160 m de espesor, discordante con la formación Punta Negra, constituido por areniscas, limolitas y conglomerados finos algo tobáceos; el Miembro tobáceo, definido como producto de oleadas piroclásticas, brechas de explosión, ignimbritas y flujo de bloques que alcanza 700 m (Bercowski y Figueroa, 1989) y finalmente el Miembro conglomerádico, que es un paraconglomerado polimíctico de rocas graníticas y volcánicas de 700 a 800 m de potencia. El

espesor total es de 1.560 m (Bercowski et al., 1993). En el área de estudio se reconoce en el piedemonte del Cordón del Infiernillo (Figura 5). El ambiente es continental, de planicie distal con ríos entrelazados, playa lake, abanico aluvial medio, con aportes volcanoclásticos. El techo está cubierto en discordancia por la Formación El Corral y depósitos cuaternarios. La edad de esta formación es de 12,8 +/-1,4 Ma, de acuerdo con la datación de una toba ubicada en la base de la unidad (trazas de fisión en circones) según datos de Bercowski et al. (1993).

Formación El Corral

El nombre de esta unidad es asignado por Furque (1963), quien llamó así a sedimentitas conglomerádicas que se distribuyen en la margen oriental de la Precordillera Central. Según (Contreras et al., 1990), los depósitos de la Formación El Corral están compuestos predominantemente por clastos de grauvacas y sus relaciones de base y techo son discordantes. En el área de estudio afloran en las inmediaciones del Cordón del Infiernillo (Figura 5). Dicha formación está compuesta por un conglomerado de color gris verdoso, con clastos de grauvacas (90 %), angulosos, cuyos tamaños van de pocos milímetros hasta 0,5 m y escasos clastos de cuarzo, de areniscas feldespáticas y de calizas. Es un conglomerado, clasto sostén, estrato y granocreciente. El espesor medido en la quebrada de La Flecha es de 450 metros. Su ambiente de sedimentación corresponde a un abanico aluvial medio a proximal (Cardó et al., 2020). La edad de esta unidad fue acotada entre 11 y 8,5 Ma, que corresponde al Mioceno superior, por la datación de tobas (Jordan y Damanti, 1990). En la base es discordante con la Formación Albarracín y está cubierto mediante discordancia angular por la Formación Lomas de Las Tapias.

Formación Loma de Las Tapias

Esta unidad fue denominada primeramente como formación Ullum por Contreras (1981) y estudiada por Bercowski (1987). El nombre de formación Lomas de Las Tapias fue dado por Serafini et al. (1986), quienes reconocieron tres miembros en la localidad tipo de Lomas de Las Tapias: el inferior, denominado Limolita La Colmena, constituido por un conglomerado basal seguido por limolitas finas y medias de color pardo rojizo, con 263 m de espesor; el miembro intermedio, denominado Arenisca Albardón, formado por areniscas conglomerádicas tobáceas con intercalaciones de limolitas, con una potencia de 1.350 m y el miembro superior, Conglomerado El Chilote, compuesto por conglomerados con clastos de volcanitas, de rocas carbonáticas y de grauvacas, con intercalaciones de areniscas. El espesor

de la formación es de 2.183 m (Serafini et al., 1986). En el área de estudio sus afloramientos se reconocen inmediatamente al este del Cordón del Infiernillo (Figura 5). Bercowski et al. (1987) sugirieron un ambiente de abanico aluvial sobre una planicie fluvial anastomosada para los afloramientos de la localidad tipo, para esas rocas se determina una edad de 7 ± 0.8 Ma que corresponde al Mioceno superior.

Cuaternario

Depósitos de Piedemonte

Constituyen las bajadas de los diferentes cordones montañosos de la Precordillera. Están compuestos por fanglomerados, gravas, arenas y limos. En esta unidad se han incluido depósitos fluviales que componen algunos niveles de terraza, depósitos de conos aluviales y de cauces de quebradas menores. En el área de estudio se reconocen en el piedemonte del Cordón del Infiernillo (Figura 5).

Depósitos de Ciénagas y Barreales

Los depósitos que componen esta unidad son de material fino, limo, arcillas y limos arenosos. Representan la parte terminal local de los sedimentos aportados por los ríos de la Precordillera. Se hallan en el barreal de Las Barrancas, donde tienen un espesor de 5 m, en la estancia La Ciénaga y en el puesto Papagayos al oeste del Cordón del Infiernillo (Figura 5). También hay algunos niveles de tipo lacustre en Pedernal, próximos al dique de Los Loros.

Depósitos Fluviales

Esta unidad se distribuye a lo largo de los cauces de los principales (río de la Flecha) arroyos y quebradas. Está integrada por grauvacas, arenas y limos y su composición varía según el área de aporte. Los espesores van desde los 0,6 m hasta 3 m.

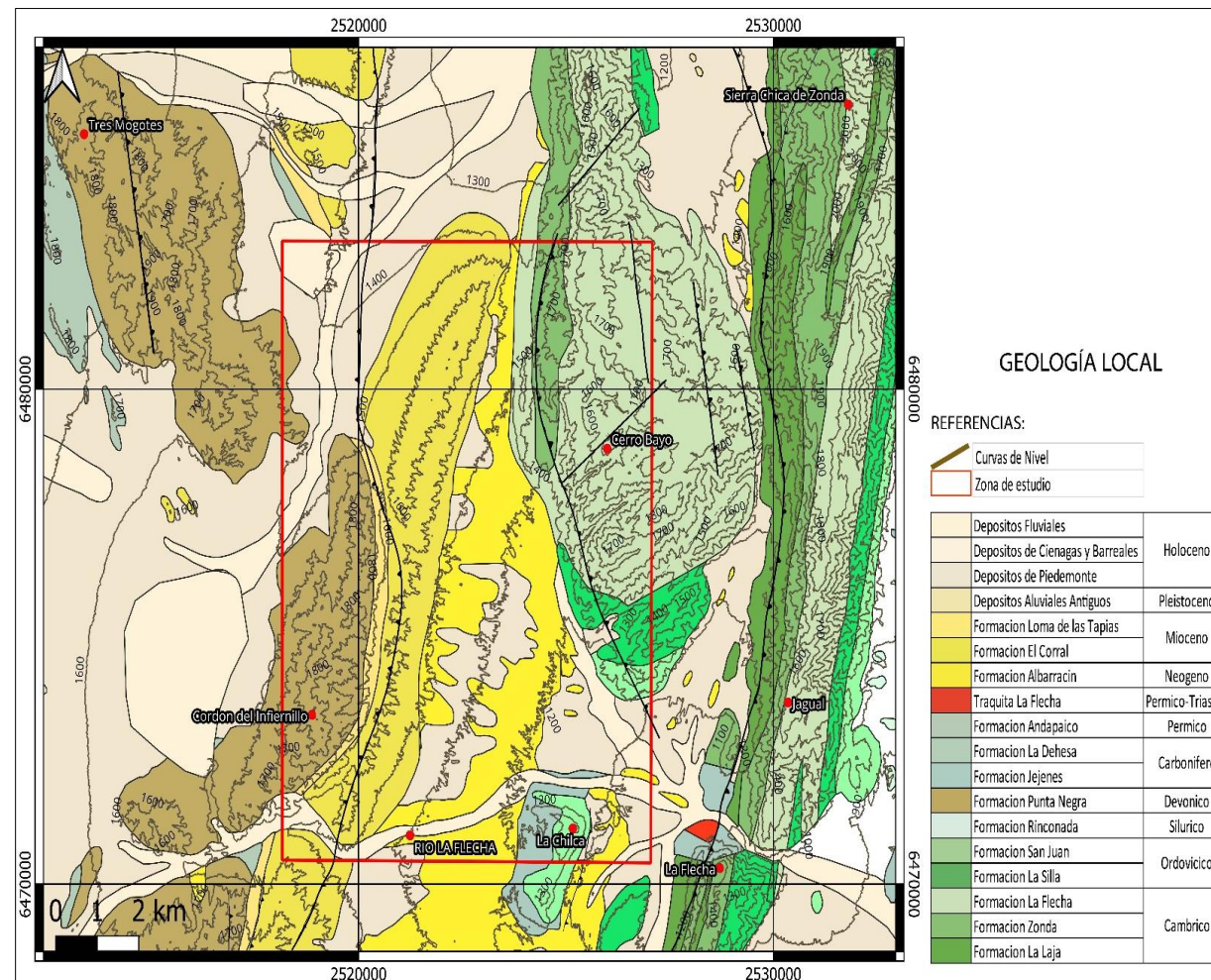


Figura 5: Estratigrafía de la zona de estudio (poligono en rojo). Modificado de Cardó et al. (2020).

3.3.2 ESTRUCTURAS

La zona de estudio está comprendida en una compleja interacción tectónica comprendida entre la Precordillera Oriental y la Precordillera Central de Argentina, específicamente en el denominado Corredor Acequión - Maradona - Zonda (Gardini, 1993). Esta interacción, caracterizada por vergencias opuestas, genera una zona triangular donde se observan complicaciones estructurales y fallamiento neotectónico.

Ramos et al. (1986) sostuvieron que el basamento podría estar involucrado en la estructura del valle de Zonda, basándose en la intensa actividad sísmica registrada a profundidades considerables. Los cordones del Espinacito y Osamentas (Paramillos del Tontal) constituyen una lámina compuesta por sedimentitas devónicas con plegamiento interno, la cual se encuentra cabalgada sobre sedimentitas terciarias, específicamente sobre la Formación Albarracín a lo largo de su extensión.

La alineación montañosa Córdova - Infiernillo - Bachongo presenta una estructura de pliegues de propagación de falla, con núcleos de sedimentitas devónicas cubiertas por areniscas carboníferas y neógenas. Los pliegues que afectan a los núcleos devónicos y carboníferos están volcados hacia el oeste, con planos axiales de bajo ángulo hacia esa dirección, mientras que los pliegues en las sedimentitas neógenas son asimétricos y de mayor amplitud, mostrando en ambos casos una vergencia oriental Cardó et al., (2020).

La quebrada de La Flecha se ha formado como resultado de una falla sinistral con rumbo E-O (Cuerda et al., 1988), cuyo rechazo horizontal se estima entre uno y dos km.

Los afloramientos devónicos están plegados en anticlinales y sinclinales asimétricos a escala mesoscópica, con predominio de planos axiales buzantes al este y vergencia occidental. También se identifican pliegues con características similares, pero con vergencia oriental. Cuerda et al. (1988) señalaron que en la mitad oriental del cordón Paramillos del Tontal predominan los planos axiales buzantes al este, mientras que en la mitad occidental buzán al oeste. En general, los planos axiales poseen rumbos NNO-NNE y buzamientos variables hacia el este y el oeste.

Sobre la base de datos geofísicos y pozos, Zambrano y Suvires (1987) interpretaron que en el subsuelo del valle de Tulum existe un estilo estructural de bloques de basamento, parcialmente rotados paralelamente a sus ejes y limitados por fallas inversas de alto ángulo y fallas con desplazamiento de rumbo.

Finalmente, se describen rasgos geomorfológicos que evidencian actividad tectónica cuaternaria (neotectónica) en los piedemontes oriental y occidental de la sierra Chica de Zonda. Este fallamiento ha sido descrito por Bastías et al. (1990) como perteneciente al Sistema de Fallamiento de Precordillera Oriental. Las fallas afectan a diversos niveles de sedimentos, terrazas y abanicos aluviales cuaternarios, observándose en ocasiones sedimentitas neógenas sobre estos depósitos. Estas fallas son de carácter inverso, con el labio hundido al oeste, rumbo N-S y buzamiento al este, con un rechazo de hasta 25 metros. Se distingue una escarpa discontinua en el piedemonte occidental y varias escarpas subparalelas con mayor preservación en el piedemonte oriental, siendo la principal conocida como falla La Rinconada. Martos (1995) realizó un estudio detallado de la neotectónica que afecta al flanco oriental de la sierra Chica de Zonda, destacando la presencia de fracturas principales y numerosas fallas asociadas, cambios en el recorrido de cursos aluviales y surgencias naturales asociadas a las fallas cuaternarias. También se han observado rasgos geomorfológicos indicativos de fallas inversas recientes en la bajada oriental del cordón Paramillos del Tontal, con el labio oriental hundido.

En el ámbito de Precordillera oriental se ubica la falla El Mocho (Uliarte et al., 1987; Perucca y Onorato, 2011), caracterizada por su traza rectilínea, con rumbo N20°E y escarpa a contrapendiente. La falla inversa posee vergencia al oeste con ángulos elevados (70° E). Su longitud aproximada es de 8,5 km Perucca y Vargas, (2014).

3.3 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

Aparicio (1966) distinguió dentro de la Provincia de San Juan y desde el punto de vista geomorfológico dos tipos de elementos del relieve a los cuales llamó, uno "positivo y otro negativo". Entre los primeros se considera a la Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas. Entre los segundos se destacan: Los valles intermontanos de la Depresión Barreal-Rodeo, Depresiones precordilleranas, Depresión de la Travesía y Gran Bajo Oriental.

Posteriormente, Uliarte et al. (1990), establecieron una división del territorio sanjuanino en cuatro regiones de rumbo meridional, basado en factores como el clima, tectonismo, litología, acción antrópica y gravedad. Las cuatro regiones son: Región Oriental, Región Central, Región Valle Calingasta-Iglesia y Región Occidental.

Suvires (2000) describe para el territorio de la provincia de San Juan particularidades oro-hidrográficas que pueden expresarse en la presencia de cordones y estribaciones montañosas elongadas, con una disposición preferencial de rumbo meridional que corresponden

a un diseño de dimensiones mayores, pertenecientes al sistema del continente sudamericano. El territorio sanjuanino tiene una pendiente general predominantemente O-E, desde la Cordillera de Los Andes hasta el valle de Tulum y Sierras Pampeanas, existiendo en este tramo - superior a 160 km- una sucesión de estribaciones montañosas y de depresiones intermontanas longitudinales.

Los niveles de base de erosión hídrica a escala provincial están determinados por las cuencas exorreicas de los ríos Jáchal (al norte) y San Juan (al sur). El caudal permanente de ambos ríos, que integran el sistema hidrográfico Desaguadero-Salado, se sustenta en la disponibilidad hídrica proveniente de los depósitos de hielo y nieve de la alta Cordillera. Existen evidencias geomorfológicas que sugieren que los ríos principales, Jáchal y San Juan, son genéticamente antecedentes al levantamiento de la Precordillera. Estas evidencias incluyen la presencia de terrazas elevadas ("colgadas") y depósitos lacustres a lo largo de sus cursos (Suvires, 2000) (Figura 6).

Los sitios de asentamiento y de desarrollo corresponden a zonas "oasis" con riego totalmente artificial producido a través de canales, acequias y sistemas de embalses reguladores de los caudales de los ríos.

Las alturas máximas del relieve existen al oeste de la provincia y son superiores a 4500 m s.n.m. en la Cordillera, y descienden hacia el este, alcanzando cotas de hasta 550 m s.n.m en la Depresión de la Travesía (Aparicio, 1966). Estos grandes "desniveles" regionales controlan la dirección general del avenamiento y el desarrollo de extensas y largas fajas pedemontanas, que acompañan a los cordones montañosos principales de orientación N-S y NNO-SSE.

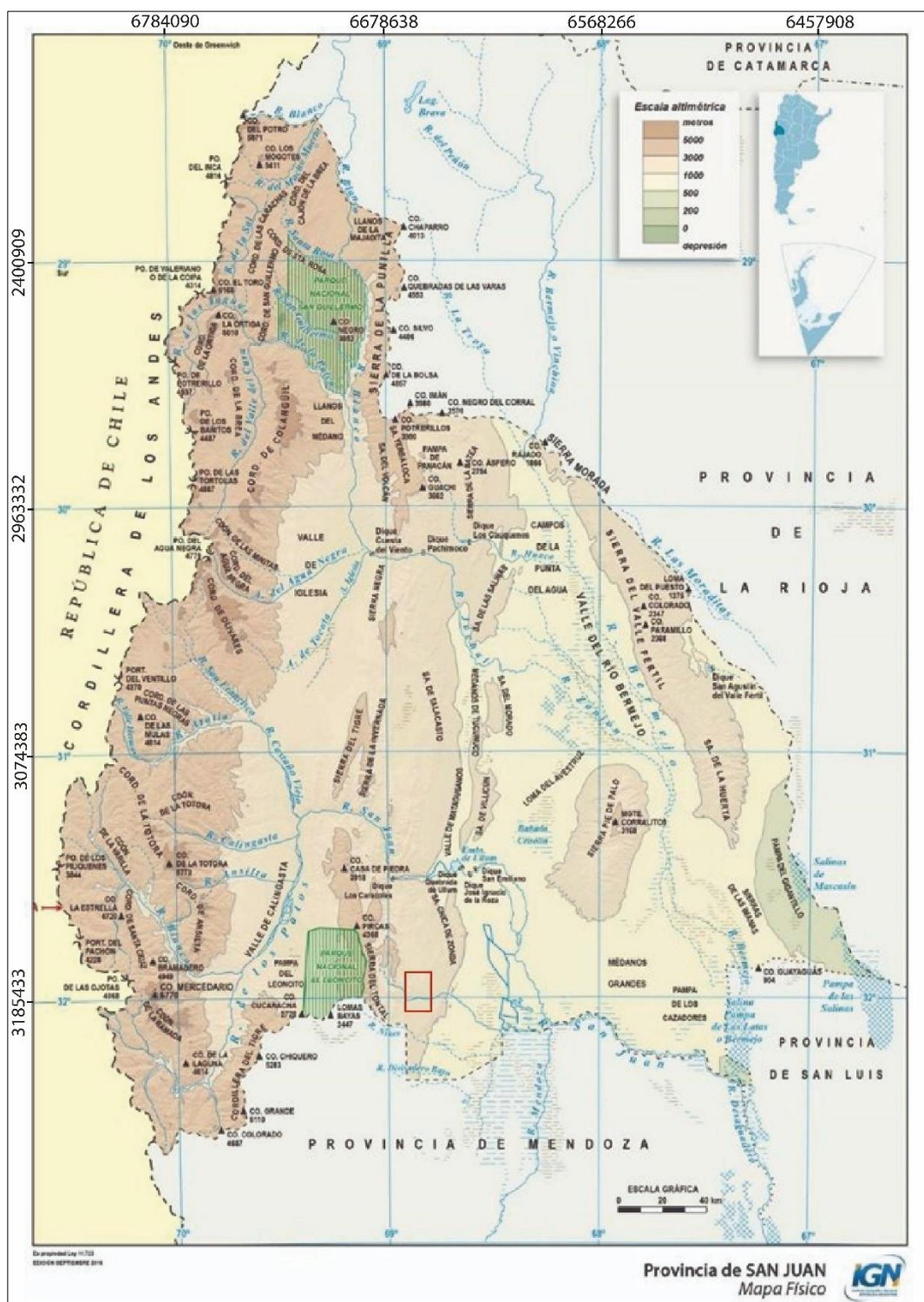


Figura 6: Principales ríos de San Juan, imagen tomada del IGN

(<https://www.ign.gob.ar/AreaServicios/Descargas/MapasEscolares#nanogallery/gallery21/0/101>)

Los sitios de asentamiento y de desarrollo corresponden a zonas "oasis" con riego totalmente artificial producido a través de canales, acequias y sistemas de embalses reguladores de los caudales de los ríos.

Las alturas máximas del relieve existen al oeste de la provincia y son superiores a 4500 m s.n.m. en la Cordillera, y descienden hacia el este, alcanzando cotas de hasta 550 m s.n.m. en la Depresión de la Travesía (Aparicio, 1966). Estos grandes "desniveles" regionales controlan la dirección general del avenamiento y el desarrollo de extensas y largas fajas pedemontanas, que acompañan a los cordones montañosos principales de orientación N-S y NNO-SSE.

Según Perucca (2016) la geomorfología de la provincia de San Juan se divide en las siguientes regiones morfoestructurales (Figura 7):

- Montañas y Serranías: Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas

- Llanuras o planicies agradacionales pedemontanas: Depresión de Iglesia-Calingasta, Depresiones intermontanas precordilleranas, Depresión de la Travesía y Gran Bajo Oriental.

Tomando esta caracterización la zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la región morfoestructural de montaña y serranías, en Precordillera. La Precordillera posee una dirección N-S y se ubica en toda la porción central de la provincia de San Juan. Los principales cordones superan los 3000 m s.n.m. La Precordillera habría alcanzado su madurez durante el Neógeno-Cuaternario, debido a que los procesos periglaciares pleistocenos produjeron amplios abovedamientos de cumbres planizadas con pampas cubiertas de rodados antiguos y paramillos ondulados.

La actividad tectónica tiene una fuerte incidencia en el modelado del paisaje, lo que queda representado con asimetrías en los flancos de los cordones. Tal es el caso de la Precordillera Central en donde el flanco empinado es el oriental. Los piedemontes en, su mayoría, se encuentran afectados por fallas con actividad durante el Cuaternario, en general coincidentes con las estructuras regionales, inversas y con escarpas a contrapendiente (Perucca y Paredes, 2004). Asociados a estas fallas se produjeron los principales terremotos históricos con características destructivas en el país, tal como los de 1894, 1944 y 1952 (Perucca et al., 2006).

Los badland o huayquerías son otras unidades que destacan en la Precordillera, formada en los depósitos del Triásico y Neógeno, los cuales presentan una débil cementación, y queda manifestado por una densa red de drenaje, de tipo pinnada o en pluma, fuertemente incidida. La erosión causada por la corriente de agua ha llevado a una profunda incisión en los barrancos,

creando bordes agudos que a menudo se encuentran ocultos bajo los sedimentos depositados por los conos y abanicos aluviales.

En Precordillera, predominan las geoformas vinculadas con sistemas áridos y semiáridos con predominio de la acción fluvial, eólicos, disgregación mecánica, y formas de remoción en masa. Terrazas, conos y abanicos aluviales son geoformas resultantes de la acción fluvial, mientras que las de erosión son, valles en V, terrazas, saltos y cascadas (Perucca, 2016).

La litología, estructura, pendientes, escasa cobertura vegetal y clima, son factores que favorecen los procesos de remoción en masa en Precordillera. Siendo la reptación uno de los procesos más comunes, pero también lo son la caída de rocas, avalancha de rocas y deslizamientos traslacionales. Los flujos de detritos constituyen uno de los procesos de remoción en masa (PRM) más ampliamente distribuidos en la región precordillerana. Se producen en los meses de verano, por lluvias torrenciales locales y generan numerosos daños en la infraestructura (caminos, viviendas, cultivos) (Perucca y Paredes, 2004).

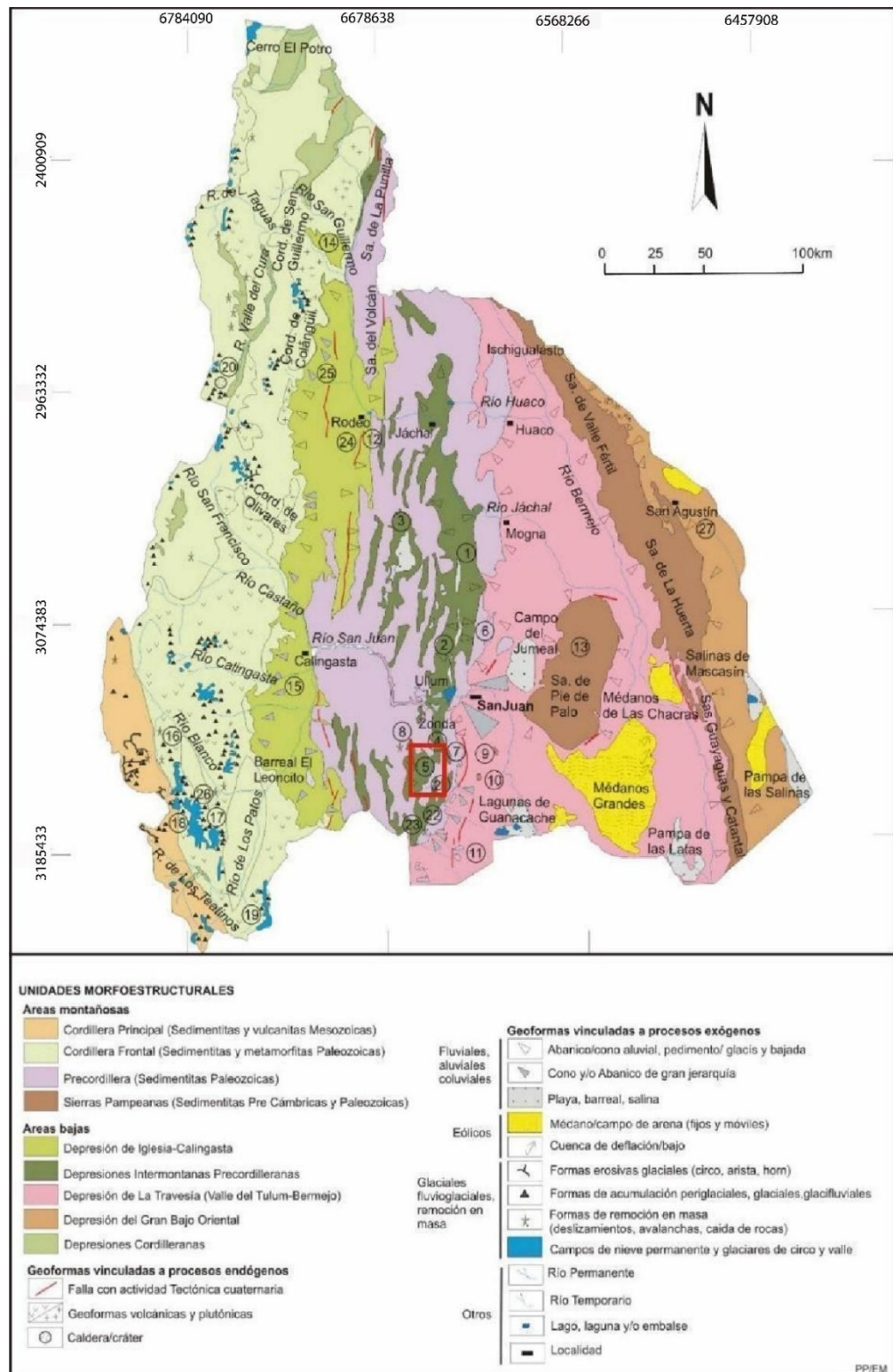


Figura 7: Mapa geomorfológico de San Juan, 1 Tucunuco, 2 Matagusanos, 3 Bolsón de Gualilán, 4 Valle de Maradona, 5 Pampa de Bachongo, 6 Sierra de Villicum, 7 Sierra Chica de Zonda, 8 Cordón de Las Osamentas, 9 Cerro Barboza, 10 Cerro Valdivia, 11 Cerro Salinas, 12 Sierra Negra, 13 Cerro Mogote- Corralitos, 14 Llanos de San Guillermo, 15 Pampa de Las Minutas, 16 Cordillera de Santa Cruz, 17 Cerro Mercedario, 18 Cordillera de La Ramada, 19 Cordillera del Tigre, 20 Volcán Tórtolas, 21 Río de la Flecha, 22 Río del Agua, 23 Río Acequión, 24 Río Iglesia, 25 Río Colangüil, 26 Río Bramadero, 27 Río del Valle. Tomado de Perucca (2016).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

4.1 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La identificación de las geoformas se realizó a partir del análisis de las imágenes ALOS PALSAR Global Radar Imagery, de 12,5m de resolución espacial, de acceso gratuito y libre descarga en: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/download-data/>

Se empleó el software SAGA GIS para obtener la red de drenaje, el cual procesa el DEM en dos pasos. Primero, mediante la herramienta *Fill Sink*, se rellenaron los espacios vacíos que presenta el DEM. Luego, la red de drenaje se obtuvo utilizando el comando *Channel Network*. Estas herramientas producen datos vectoriales los cuales fueron almacenados en formato shapefile (.shp). Los datos obtenidos fueron revisados y editados con QGIS.

A su vez, estas tareas se complementaron con trabajos de campo, los cuales consistieron en reconocimiento y observación de los niveles cuaternarios. El mapeo geomorfológico se realizó a partir de las cartas geológicas publicadas y las imágenes satelitales además de la información obtenida en el relevamiento y su posterior control de campo.

4.2 ANÁLISIS DE LA GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

A partir de las imágenes satelitales y cartas topográficas observadas se procedió a la identificación en el área de estudio de los rasgos geológicos y morfotectónicos. Se realizó, del mismo modo, la identificación de los tramos con actividad tectónica cuaternaria. Luego de analizar el marco geológico y tectónico regional de la zona de estudio, se llevó a cabo una cartografía morfotectónica a escala de detalle (1:15000), y tratamiento de datos a través del software QGIS sobre un Modelo Digital de Elevación, con una resolución de 5m, obtenido del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de acceso libre y gratuito en: <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Busqueda>. Con el uso del software QGIS e imágenes satelitales se efectuó un reconocimiento de evidencias de actividad tectónica cuaternaria.

La metodología es de tipo observacional e interpretativa, basada en el reconocimiento y análisis de características del relieve que han sido modificadas por movimientos tectónicos (morfotectónica).

Análisis de Marcadores Planares

Consistió en la identificación de basculamientos en los niveles aluviales cuaternarios asociados a lineamientos o fallas.

Análisis de Marcadores Lineales

Consistió en la identificación de los desvíos de los cauces, cauces abandonados y en el aumento de sinuosidad, debido a que los cauces tienden a aumentar su sinuosidad en la proximidad de la falla y/o lineamiento.

4.3 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN Y PERFIL ESTRUCTURAL

Para llevar a cabo un análisis detallado de escarpas de falla en zonas de interés específicas, se implementó una metodología de teledetección. Esta estrategia implicó la generación de Modelos Digitales de Elevación (MDE) con una resolución espacial centimétrica, así como la elaboración de ortomosaicos derivados de fotografías aéreas de alta resolución. La instrumentación empleada para la adquisición de estos datos georreferenciados fue un vehículo aéreo no tripulado de la marca DJI, modelo Inspire 2, el cual forma parte del equipamiento del Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO-FCEFN) de la Universidad Nacional de San Juan. Este sistema tiene la capacidad de obtener información con una precisión centimétrica, siendo de utilidad para la identificación precisa y la cuantificación de las características morfológicas de las escarpas.

Se planificó un vuelo utilizando la aplicación DJI GS PRO, se tuvieron en cuenta algunos parámetros fundamentales para obtener una alta resolución y que las tomas de las fotografías sean adecuadas para la generación de un MDE, algunos parámetros fueron: porcentaje de superposición de fotografías tanto vertical como horizontal, altura de vuelo, posición de la cámara y trayectoria del vuelo. Posteriormente, las fotografías fueron procesadas y exportadas finalmente como DEM.

Para la generación del perfil estructural, el primer paso fue establecer con precisión la trayectoria de la transecta de interés. Esto se realizó utilizando el software Google Earth Pro. Posteriormente, se procedió a generar un perfil de elevación digital a lo largo de esta transecta, asegurándose cuidadosamente de que la escala vertical fuera idéntica a la escala horizontal. Una vez impreso este perfil topográfico, sirvió como base para el registro in situ de los datos adquiridos directamente en el sitio de estudio. Finalmente, tras completar la adquisición de estos datos de campo, la sección se digitalizó con el software Adobe Illustrator, para su posterior análisis y presentación.

4.4 ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO

Se realizó un análisis detallado de los datos sismológicos proporcionados por el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) para obtener una perspectiva tridimensional (3D) de la actividad sísmica en la zona de estudio. La base de datos abarca el periodo, desde el año 2008 hasta el año 2023. Los datos sísmicos fueron procesados para su visualización e interpretación en el software QGIS. Se utilizaron 2 medidas de la magnitud de los sismos, la magnitud de momento (M_w) basada en el momento sísmico, que representa el trabajo realizado por el sismo al producir un desplazamiento en una falla. Es la escala más confiable porque no se satura (es decir, puede medir con precisión sismos de cualquier tamaño) y está directamente relacionada con las propiedades físicas del sismo.

La otra escala utilizada es la magnitud de coda (M_c) también conocida como magnitud de duración, es una escala que mide la energía de un sismo basándose en la duración de las vibraciones registradas en un sismograma. La magnitud de coda se calcula midiendo la duración de la vibración desde el inicio del sismo hasta que las amplitudes caen por debajo de un umbral específico, es muy útil para sismos pequeños o locales.

CAPÍTULO 5: MARCO CONCEPTUAL

5.1 GEOMORFOLOGÍA

5.1.1 ASPECTOS CONCEPTUALES

Etimológicamente, la palabra Geomorfología deriva de las raíces griegas geo (Tierra), morfos (forma), y logos (tratado). Por lo tanto, esta ciencia se ocupa de la forma de la Tierra. Schumm (1991) define a la geomorfología como la ciencia que estudia los fenómenos sobre y cerca de la superficie terrestre y se ocupa de las interacciones entre varios tipos de materiales y procesos, implicando los sólidos, líquidos y gaseosos.

El relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas. Las primeras actúan como creadoras de las grandes elevaciones y depresiones producidas fundamentalmente por movimientos de componentes verticales, las segundas, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originario. Estos procesos de la dinámica externa se agrupan en la cadena meteorización-erosión, transporte y sedimentación. El resultado se manifiesta en la creación de un conjunto de modelados erosivos y deposicionales, que suelen presentar rasgos específicos, en relación con los procesos actuantes en los diferentes ambientes morfogenéticos (Gutiérrez Elorza, 2008).

Desde el punto de vista geomorfológico, en el relieve se pueden reconocer tres grandes unidades morfoestructurales: la unidad montañosa, formada por el relieve montañoso y el relieve de lomadas, la unidad de transición, que abarca las geoformas de piedemonte y la unidad deprimida que se corresponde con las depresiones intermontanas con presencia de pampas y barreales.

Los piedemontes constituyen la transición entre las zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que impera el transporte y la sedimentación. La aridez condiciona la meteorización en las laderas y, bajo estas circunstancias, la producción de partículas es generalmente pequeña, en las áreas elevadas las condiciones climáticas suelen variar considerablemente y el aporte de agua de precipitaciones o de fusión nival es importante. De esta forma, el piedemonte recibirá, por lo general, flujos hídricos con una carga sólida muy superior a la de las áreas típicamente desérticas, como consecuencia de una alimentación alógena. Este material es movilizado en las zonas elevadas, se transporta por flujo confinado, y vierte sus aguas al piedemonte perdiendo su confinamiento. A la par disminuye bruscamente su velocidad y capacidad de transporte, lo que conlleva una rápida sedimentación. Por otra parte, en las laderas que dominan el piedemonte de las zonas áridas se

originan rampas erosivo-acumulativas, que constituyen otra de las características de esta zona de transición. Por tanto, las morfologías que se generan en los piedemontes pueden ser de carácter erosivo, como los glacis (pedimentos) o deposicional, como los abanicos aluviales.

5.1.2 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores (Hauser, 1993). Estos movimientos tienen carácter descendente ya que están fundamentalmente controlados por la gravedad (Cruden, 1991). Existen numerosas clasificaciones para los distintos tipos de eventos de remoción en masa, las cuales han sido proporcionadas, entre otros, por Varnes (1978), Hauser (1993) y Cruden y Varnes (1996). En este estudio se utilizó la clasificación modificada de Varnes (1979) para clasificar los PRM identificados. A continuación, se definen los principales procesos observados en la zona de estudio.

➤ CAÍDA DE ROCAS

En las caídas, una masa de cualquier tamaño se separa de una pendiente o acantilado empinado, a lo largo de una superficie en la que tiene lugar poco o ningún desplazamiento de cizallamiento, y desciende principalmente a través del aire por caída libre, salto, rebote o rodamiento. Los movimientos son de muy rápidos a extremadamente rápidos (Varnes, 1979).

Las caídas pueden clasificarse según el material involucrado en, caída de rocas, caída o desprendimiento de detritos y caída o desprendimiento de suelos.

➤ DESLIZAMIENTOS

Un deslizamiento representa el movimiento gravitacional pendiente abajo de una porción considerable de suelo o roca. Este fenómeno se define fundamentalmente por el desplazamiento que ocurre de manera predominante a lo largo de una superficie de falla evidente, o bien, a través de una zona delgada donde se concentra una deformación significativa del material.

Dentro del sistema de clasificación propuesto por Varnes en 1979, los deslizamientos se organizan en función de la morfología de la superficie de falla que guía el movimiento del material. Bajo esta perspectiva, se distinguen dos categorías principales: los deslizamientos traslacionales y los rotacionales.

Los deslizamientos traslacionales se caracterizan por un movimiento en el cual la masa de material se desplaza esencialmente a lo largo de una superficie de falla que presenta una configuración plana o suavemente ondulada. Por otro lado, los deslizamientos rotacionales, comúnmente denominados desplomes, tienen lugar cuando la masa deslizada se mueve siguiendo una superficie de falla que exhibe una forma curva y cóncava. Esta distinción en la geometría de la superficie de falla es esencial para comprender la mecánica y el comportamiento de los diferentes tipos de deslizamientos.

➤ FLUJO

Este fenómeno corresponde a una clase de movimiento en masa donde el material en tránsito manifiesta un comportamiento reológico análogo al de un fluido. La velocidad de este desplazamiento puede oscilar ampliamente, abarcando desde movimientos imperceptiblemente lentos hasta flujos súbitamente rápidos. Asimismo, la composición del material puede variar en términos de su contenido hídrico, pudiendo estar completamente saturado o presentar un grado significativo de sequedad. Es importante destacar que, en numerosas ocasiones, estos eventos se originan como consecuencia de la evolución de otros procesos de inestabilidad de laderas preexistentes, tales como deslizamientos o desprendimientos rocosos (Varnes, 1979).

La característica más importante de este tipo de movimiento reside en el desplazamiento inducido por la fuerza de la gravedad, de una masa desorganizada y heterogénea compuesta por fragmentos de roca, detritos sueltos, materia orgánica y una matriz de lodo. Este desplazamiento ocurre pendiente abajo y se ve significativamente influenciado por una abundante cantidad de agua presente en la mezcla. La elevada proporción de agua le confiere a la masa una consistencia que se asemeja a la de un líquido viscoso, otorgando la capacidad de movilizar y transportar con relativa facilidad objetos de considerable tamaño, incluyendo grandes bloques de rocas (Cruden y Varnes, 1996).

5.1.3 GEOFORMAS ALUVIALES, COLUVIALES Y FLUVIALES

Abanicos aluviales y conos de derrubios

Los abanicos aluviales son cuerpos conformados por depósitos aluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono o abanico, que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa (Bull, 1968). Sus dimensiones comúnmente son mayores a 10 km y puede llegar a más de 100 km de longitud, posee

pendientes que van desde 1° a 5°, y raramente de 10° a 15°. Se originan cuando los flujos que transportan los sedimentos llegan a zonas donde hay menor pendiente o mayor espacio de acomodación, donde los flujos pierden la capacidad de transporte y depositan la carga de detritos. Su proceso de formación está dominado por flujos hiperconcentrados y flujos fluidos (Suriano y Limarino, 2009). Generalmente, los materiales más gruesos se depositan en las zonas próximas al frente montañoso y los materiales más finos en las zonas más distales. La forma de los abanicos aluviales depende de factores como la litología, tectonismo, geometría de la cuenca, pendiente y vegetación. Cuando un piedemonte se caracteriza por la coalescencia de abanicos aluviales, se lo denomina bajada pedemontana (Balchin y Pye, 1955).

Los conos de derrubios también llamados conos de deyección, taludes, canchales o pendientes de pedregal (Strahler, 1970), son geomorfológicamente definidos como los depósitos con forma de cono, generados al pie de una escarpa, formados mayormente por sedimentos gruesos, inmaduros y pobremente estratificados liberados desde la pared rocosa por efecto de la meteorización (Strahler, 1970). Los términos manto de talud (talus sheet) o pendientes de talud (talus slopes) se utilizan para describir a la coalescencia de conos (Strahler, 1970). En lo que respecta a los procesos formadores de taludes no existe un acuerdo generalizado, ya que mientras algunos autores los consideran exclusivamente formados por caída de roca (Strahler, 1970), otros contemplan también la participación de flujos granulares y de detritos. Los taludes poseen pendientes de 20° - 35° o incluso más, y perfiles rectilíneos.

5.2 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

5.2.1 ASPECTOS CONCEPTUALES

La morfotectónica o geomorfología tectónica, es el conjunto de interacciones entre la morfología y la tectónica. Estudia la relación entre las deformaciones tectónicas y sus vinculaciones con geoformas y procesos de erosión-depositación resultantes. Permite identificar algunas estructuras, procesos y litologías de un área de interés (Aubouin et al., 1980). Dependiendo del estilo estructural imperante, así como de su tasa de actividad en el periodo Cuaternario, existirán ciertas geoformas características. Se entiende por evidencias morfológicas de fallamiento activo a aquellas formas del relieve que resultan de la actividad tectónica reciente de una falla, las cuales a su vez denotan la existencia de la misma.

El relieve en un punto determinado de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de los procesos endógenos y exógenos. Los primeros actúan como creadores de las grandes unidades morfoestructurales (Büdel, 1977), producidas fundamentalmente por

movimientos de componente vertical y los segundos, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originado. Esta lucha constante se manifiesta a diferentes escalas y ha sido un devenir continuo a lo largo de la historia de la Tierra (Gutiérrez Elorza, 2008). El análisis morfotectónico se basa en el reconocimiento de los marcadores morfotectónicos, que registran la evolución geodinámica reciente de los paisajes, y la decodificación de las señales tectónicas, climáticas o sedimentarias que los producen (Burbank y Anderson, 2001).

Los marcadores morfotectónicos son las características del modelado, tal como terrazas fluviales, que pueden utilizarse para analizar las huellas de la deformación. Con anterioridad a la actividad tectónica los marcadores tienen que tener una geometría plana (superficie de referencia) o lineal conocida, que permita analizar la magnitud de la deformación sufrida por el plegamiento o fracturación (Gutiérrez Elorza, 2008). Con el fin de definir las magnitudes de la deformación se hace preciso conocer el tiempo y cantidad de deformación (Burbank y Anderson, 2001).

➤ MARCADORES MORFOTECTÓNICOS PLANARES

Las terrazas fluviales se utilizan frecuentemente para estudiar la deformación por fallas y plegamientos a partir de los perfiles longitudinales de las terrazas. Estas se pueden originar por tectónica o cambios climáticos. Si conocemos el registro climático temporal de un área determinada y la terraza se ha originado por cambio climático podemos estimar la edad a partir del registro. Cuando no conocemos el registro o no tenemos certeza de una génesis climática debemos datar los marcadores (terrazas) (Gutiérrez Elorza, 2008). La superficie de los abanicos aluviales, se parecen a las terrazas fluviales, aunque presentan pequeñas inclinaciones, pero variables, y el perfil longitudinal es ligeramente cóncavo. No obstante, puede utilizarse como marcadores, ya que es posible emplear su pendiente media (Avouac et al., 1993).

Los glaciares de erosión y glaciares cubiertos pueden emplearse como marcadores, tomando igualmente la pendiente media.

Los niveles de erosión también pueden ser utilizados como marcadores planares, desarrollados durante amplios intervalos de tiempo de estabilidad cortical. En un mapa de isohipsas se reflejan elevaciones de las mismas bajo la forma de domos y abombamientos alargados, como deformaciones dúctiles de las superficies de erosión y fallas de mayor o menor recorrido, semifosas y fosas, como deformaciones frágiles (Simón, 1983).

➤ MARCADORES MORFOTECTÓNICOS LINEALES

Los marcadores geomorfológicos lineales y aquellos llevados a cabo por el hombre (antrópicos) pueden utilizarse para determinar la deformación (Burbank y Anderson, 2001; Gutiérrez Elorza, 2008).

Los cursos de los ríos pueden desplazarse por fallas en dirección y pueden medirse los desplazamientos laterales. Los movimientos en dirección pueden decapitar a los cursos fluviales, por lo que algunos canales terminan abruptamente en la falla.

Se pueden utilizar los leevés de los debris flow, situados a lo largo de los márgenes de los canales. También se pueden utilizar líneas de estacas, raíles de trenes, senderos, líneas pintadas sobre calles y carreteras e incluso huellas de vehículos que documentan los desplazamientos cosísmicos de terremotos recientes (Burbank y Anderson, 2001).

5.3 NEOTECTÓNICA

5.3.1 ASPECTOS CONCEPTUALES

Existen en la literatura numerosas definiciones del término Neotectónica, que implican enfoques diversos principalmente respecto a la base temporal utilizada para discriminar a este tipo de deformaciones. Según Mörner (1990) la fase neotectónica comienza en diferentes momentos en diferentes lugares, dependiendo del régimen tectónico. Slemmons (1991), define a la Neotectónica incluyendo a los eventos tectónicos y procesos que han ocurrido en tiempos post-miocenos.

En este trabajo se caracterizará como evidencias neotectónicas a todas aquellas estructuras que afectan a estratos cuaternarios o cuyos rasgos morfológicos permiten presumir una actividad de las mismas durante el Cuaternario. Sin embargo, debido al impreciso e insuficiente conocimiento de la cronoestratigrafía de los estratos asignados al Neógeno y/o Cuaternario s.l. en la Provincia de San Juan al presente, se incluyen también aquí como neotectónicas a aquellas estructuras cuyo período de actividad no es satisfactoriamente conocido, pero que según la información disponible pueden atribuirse tentativamente al intervalo Plioceno-Cuaternario (Costa et al., 2014).

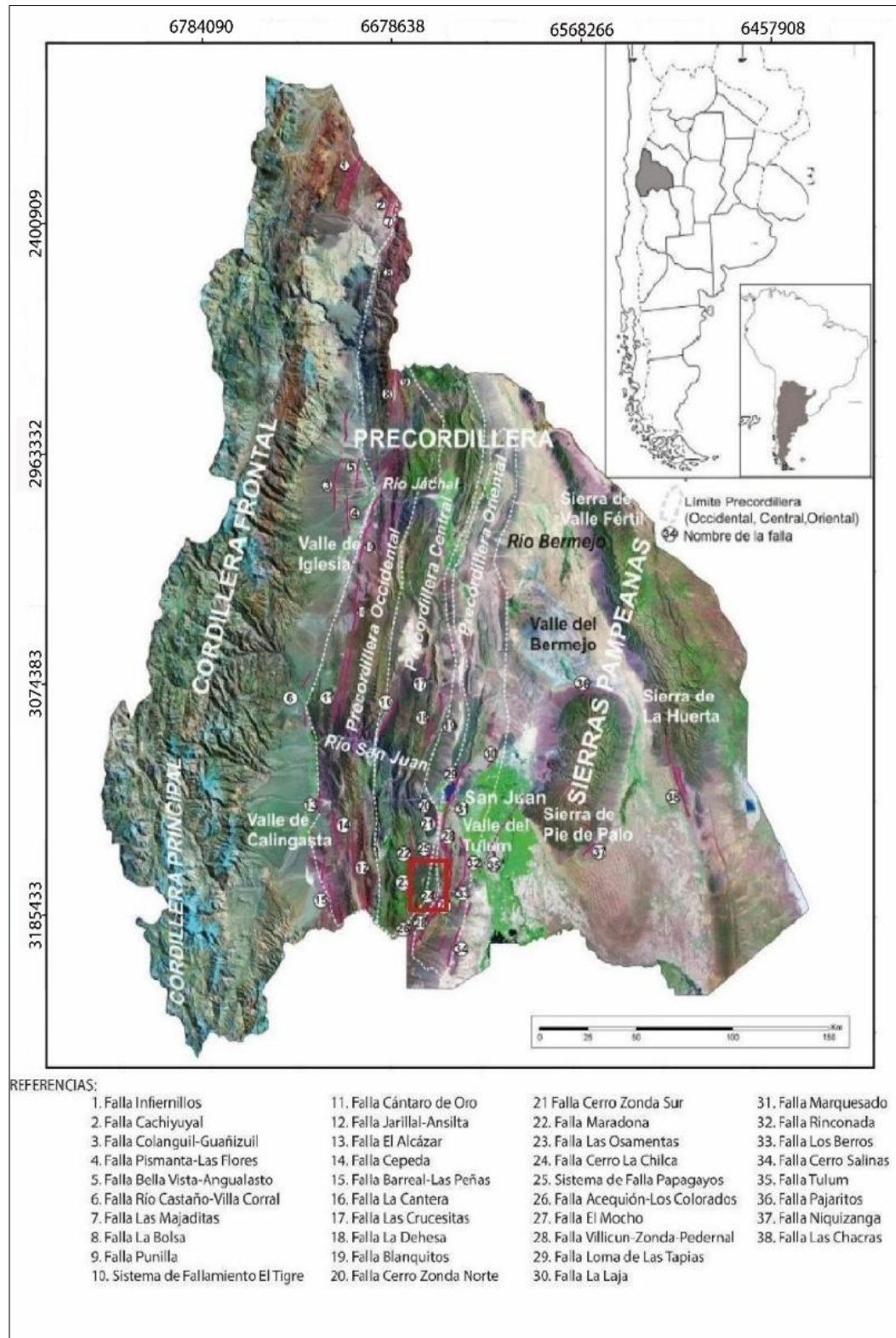


Figura 8: Imagen de la Provincia de San Juan con las principales fallas de actividad tectónica cuaternaria, tomado de Perucca y Vargas (2014), el cuadro rojo indica el área de estudio

5.3.2 MARCO NEOTECTÓNICO DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN

La cadena montañosa de los Andes, entre los 27° y 33° S, resulta de la convergencia entre las placas Nazca y Sudamérica. La compresión asociada con el movimiento de las placas es responsable de la formación de los relieves observados en el territorio sanjuanino y de los sistemas de fallas con actividad cuaternaria que afectan la región. Parte de esta convergencia se absorbe a lo largo de los principales sistemas de falla, que limitan el relieve y constituyen la mayor parte de la deformación activa conocida hasta el presente en el territorio argentino. Los principales sistemas activos se extienden paralelamente a los piedemontes de las tres cadenas montañosas principales (Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas), en general con rumbo N-S (Perucca y Vargas, 2014) (Figura 8).

Los segmentos con actividad tectónica durante el Cuaternario constituyen probables fuentes sismogénicas para la región. La presencia de deformaciones holocenas y la elevada sismicidad histórica (en el siglo XX) e instrumental de la región es representativa de la potencialidad de estas estructuras neotectónicas, como generadoras de terremotos destructivos para la región (Perucca y Vargas, 2014).

5.3.3. EVIDENCIAS DIRECTAS E INDIRECTAS DE ACTIVIDAD SÍSMICA

Audemard y Michetti (2011) clasifican las evidencias de actividad sísmica en dos grandes conjuntos: evidencias directas e indirectas, siendo las primeras aquellas asociadas directamente a la ruptura cosísmica superficial de la falla generadora del sismo, es decir al plano de falla geológica o tectónica aflorante, mientras las indirectas agrupan todas aquellas otras evidencias que atestiguan la ocurrencia del sismo.

5.3.4. MARCO NEOTECTÓNICO LOCAL

Son numerosas las deformaciones cuaternarias presentes en el relleno sedimentario de la depresión longitudinal Matagusanos-Maradona-Acequión, ubicada entre la Precordillera Central y Oriental, en la provincia de San Juan, en el centro-oeste argentino (Perucca et al., 2013). Esta depresión está surcada por estructuras frágiles submeridianas, afectando a depósitos aluviales pleistocenos y holocenos, y están organizadas según dos sistemas con vergencias opuestas: uno con vergencia oriental y estilo de piel fina, a semejanza de la Precordillera Central, y otro convergencia occidental y piel gruesa, como el de Precordillera Oriental, hecho que manifestaría la presencia de una zona triangular de piel gruesa. Este arreglo estructural se manifiesta prácticamente a lo largo de toda la depresión, variando, sin embargo, la posición del eje de dicha zona triangular hacia el este o el oeste (Perucca et al., 2013).

El área analizada en este estudio involucra parte del sector centro, denominado Maradona-Río de la Flecha y sector sur o Río de la Flecha-Acequión del corredor tectónico (Perucca et al., 2013, Figura 9).

Sector centro o Maradona-Río de la Flecha

-Falla Cerro Zonda Sur: Localizada en el flanco oriental del cerro Zonda, presenta una escarpa al este y vergencia oriental. Su rumbo es de 170° y sobrepone sedimentitas devónicas verdosas sobre depósitos aluviales del Pleistoceno tardío, con ángulos de entre 15° y 50° al oeste.

-Falla Maradona: Ubicada en el piedemonte oriental del Cordón de Las Osamentas, es inversa, con escarpa al este y vergencia oriental. Tiene una longitud aproximada de 30 km, un rumbo de 170° y una inclinación de 45° al oeste. Afecta niveles aluviales del Pleistoceno (identificados por la presencia de barniz del desierto) y una terraza de posible edad holocena.

-Sistema de Falla Papagallos: involucra un conjunto de fallas inversas paralelas con escarpas orientales y rumbo sub-meridional, ubicado al este de la falla Maradona. La falla más occidental inclina $15\text{-}20^\circ$ al oeste y afecta depósitos aluviales pleistocenos y depósitos finos ligados al ascenso de aguas subterráneas.

Sector sur o Río de la Flecha-Acequión

En el sector sur de la depresión Río de la Flecha-Acequión, se observan fallas cuaternarias con vergencias opuestas. Las fallas con vergencia occidental son submeridianas, rectilíneas y de alto ángulo, coincidentes con la estratificación de sedimentitas neógenas. Las fallas con vergencia oriental, en el piedemonte oriental de la Precordillera Central, también son rectilíneas y submeridianas, pero con ángulos moderados a bajos, llegando a sobreponer sedimentitas neógenas sobre fanglomerados del Pleistoceno superior-Holoceno. En afloramientos lacustres al este de la depresión de Acequión, se reconocen dos secuencias lacustres discordantes debido a deformación, donde también se observan numerosas fallas con vergencias opuestas. En la porción central de la depresión, predominan fallas con vergencia oriental, como las fallas Cerro La Chilca y Las Osamentas, con escarpas mirando al este (Perucca et al., 2013. Figura 9)

La Falla Cerro La Chilca, de 11 km de longitud y azimuth 15° , ubicada al sur del río de la Flecha y extendiéndose hasta el río del Agua, es una falla inversa con un buzamiento de $25^\circ\text{-}30^\circ$ al oeste. Esta falla sobrepone sedimentitas neógenas a niveles aluviales cuaternarios. En el

sector oriental de la depresión, al sur del río del Agua, se observa un pliegue flexural cuaternario asociado a una falla inversa con azimuth 10° y buzamiento 35° al oeste, presentando un rechazo vertical de 1,40 m en la discordancia Neógeno-Cuaternario. Presentan estrías en el plano de falla con un pitch de 83° NE (Perucca et al., 2013. Figura 9).

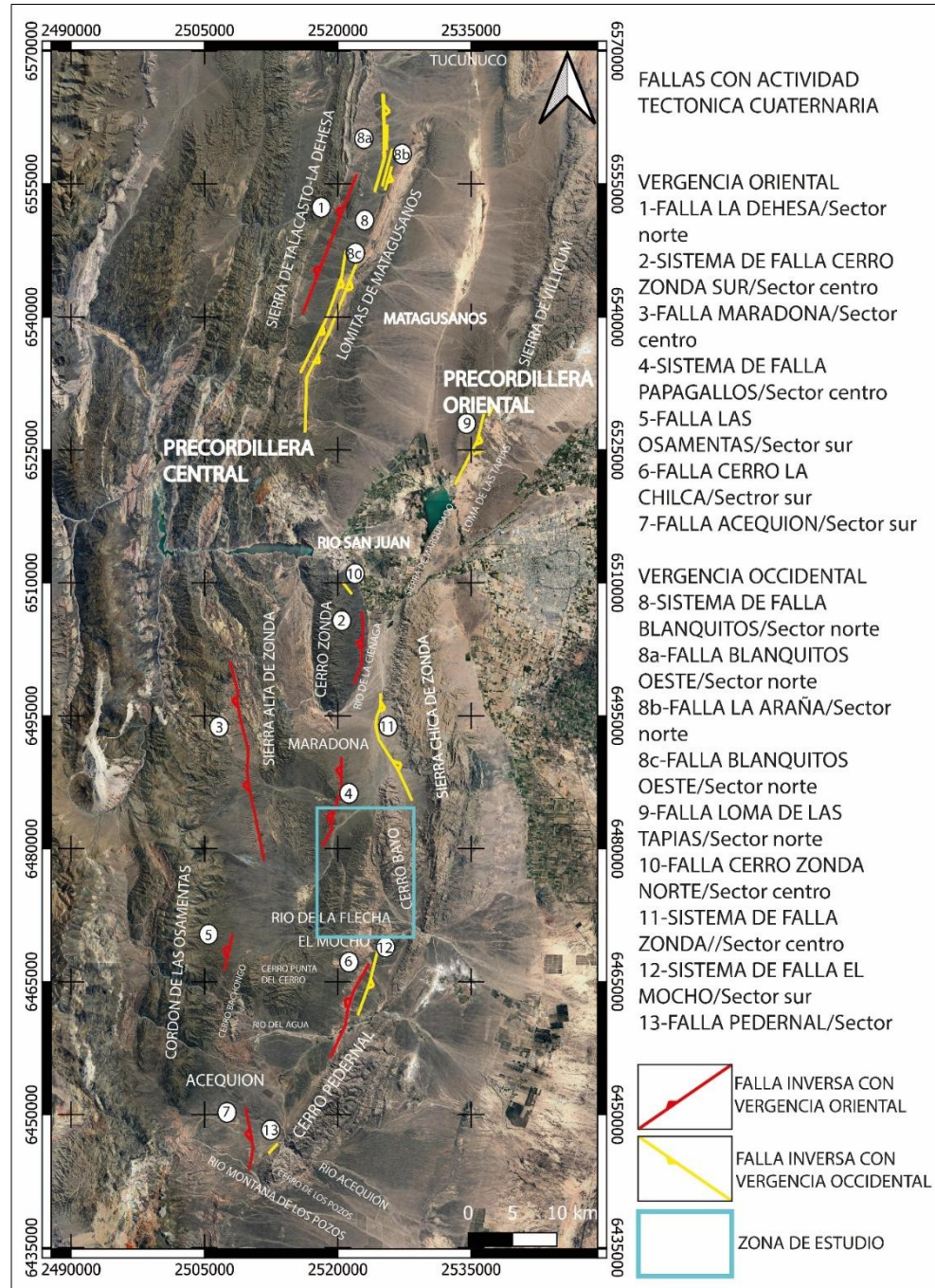


Figura 9: Mapa de fallas con actividad tectónica cuaternaria con vergencia oriental y occidental a lo largo de la depresión Matagusanos-Maradona-Acequión, modificado de Perucca et al. (2013).

CAPÍTULO 6: RESULTADOS

6.1 GEOMORFOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio se reconocieron dos unidades morfoestructurales principales, la unidad montañosa, donde se destacan el Cordón del Infiernillo y Cerro Bayo, y la unidad de piedemonte o transición, donde se reconocieron distintos niveles aluviales cuaternarios, los mismos se describen a continuación.

Unidad montañosa

Involucra los relieves positivos del área analizada, y corresponden a la Precordillera Central.

-Cordón del Infiernillo

Esta unidad montañosa posee una altura de 1782 m s.n.m. de dirección predominante NNE, en gran proporción está conformado por rocas sedimentarias devónicas (psamitas). Posee un perfil asimétrico en sentido E-O, con un piedemonte oriental de mayor pendiente aproximadamente 8,8%, mientras que el occidental la pendiente es de 5,8% (Figura 10 y 11). Esta asimetría es generada por las estructuras regionales tales como el corrimiento que flanquea el cordón serrano por el Este.

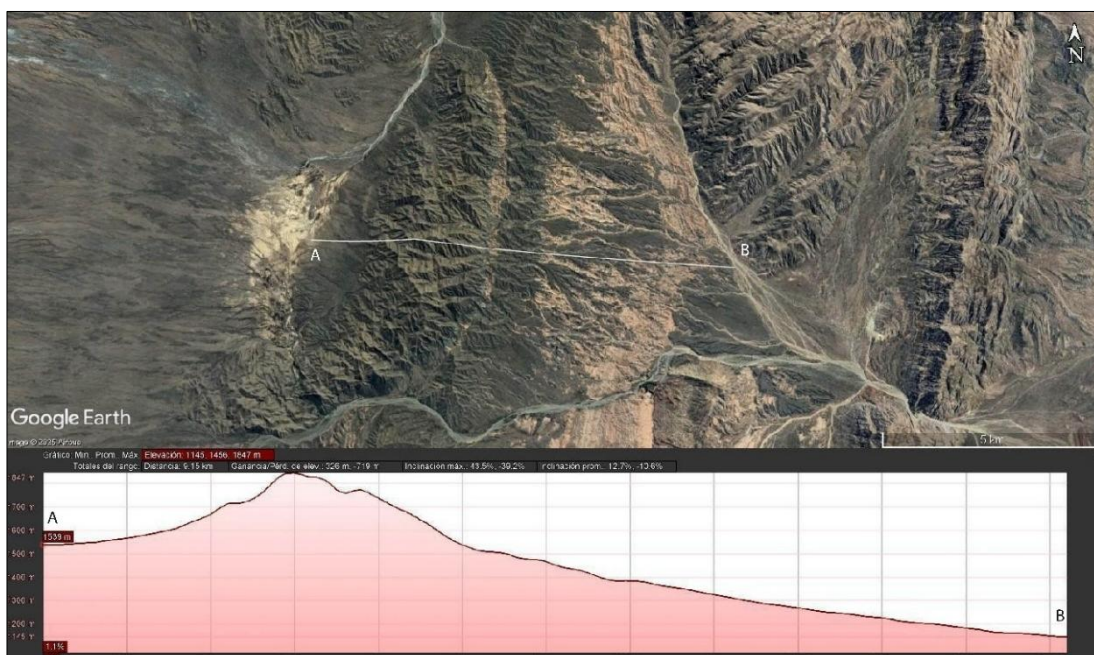


Figura 10: Perfil E-O del Cordón del Infiernillo y el piedemonte oriental.

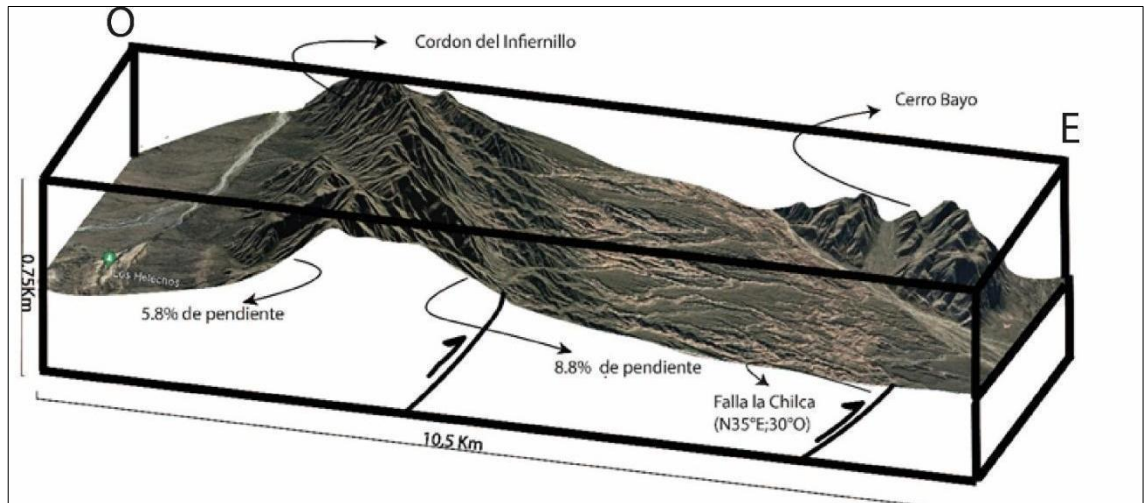


Figura 11: Bloque 3D del Cordón del Infiernillo, en donde se señalan las principales estructuras y pendientes.

-Cerro Bayo

Esta unidad posee una altura máxima de 1776 m s.n.m, se encuentra conformado en su mayoría por rocas (carbonáticas) de edad ordovícica. Se distingue por su forma de domo, extendiéndose de manera alargada en una orientación N-S, con dimensiones que abarcan una longitud de 15 km y un ancho máximo de 6 km. Este relieve montañoso experimenta una notable influencia de la tectónica, evidenciada por intensos pliegues y fallas que se manifiestan predominantemente en una dirección NO-SE.

Las características geológicas del cerro Bayo revelan la presencia de fallas que se desarrollan en una orientación NO-SE, contribuyendo significativamente a su compleja morfología. En particular, las laderas occidental y oriental del cerro exhiben similitudes notables en cuanto a las pendientes, registrando valores de 13,6% y 14,4%, respectivamente (Figura 12 y 13).

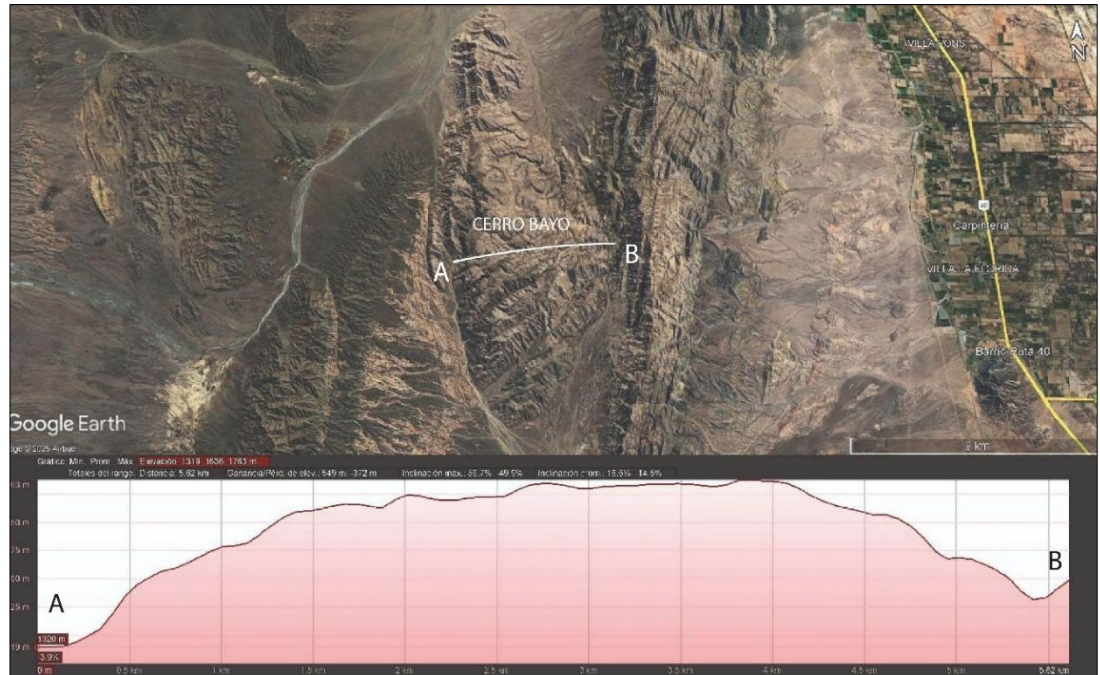


Figura 12: Perfil E-O del Cerro Bayo.

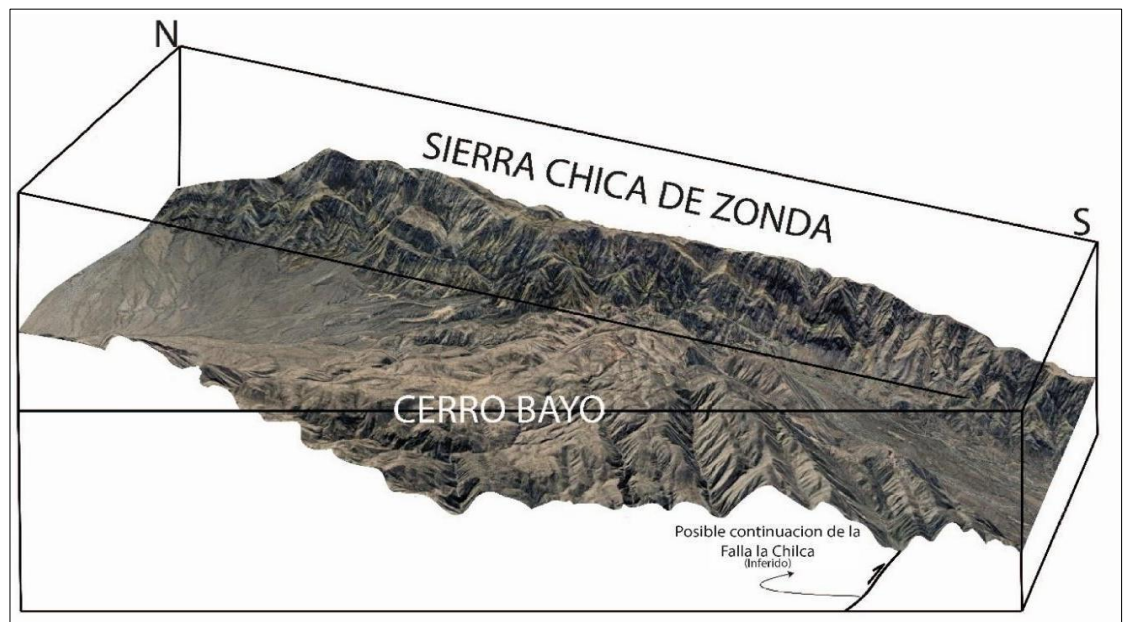


Figura 13: Bloque 3D (longitudinal) del Cerro Bayo, en donde se señala la posible continuidad de la falla La Chilca.

Unidad de transición

Esta unidad abarca el área comprendida entre las unidades montañosas y deprimidas. Su extensión se despliega desde los frentes de las montañas hasta los niveles de base de erosión local, marcados por el río de la Flecha. Este dominio geográfico

presenta un desarrollo más pronunciado en dirección SE, alcanzando una longitud aproximada de 7 km en la parte sur y 2 km en la parte norte (Figura 14).

El sistema de drenaje predomina en dirección SE, con una pendiente de 6,3% en la zona de mayor desarrollo hacia el E, y una pendiente de 1,5% hacia el S. Esta inclinación del terreno influye en la configuración y flujo de los cursos de agua, definiendo la dinámica hidrográfica característica de la región.

Entre las diversas geoformas identificadas en esta unidad, destacan los niveles aluviales y los conos coluviales. Estas características geomorfológicas reflejan la interacción dinámica entre procesos geológicos y fluviales a lo largo del tiempo, proporcionando una visión más detallada de la evolución del paisaje en esta área específica (Figura 14).

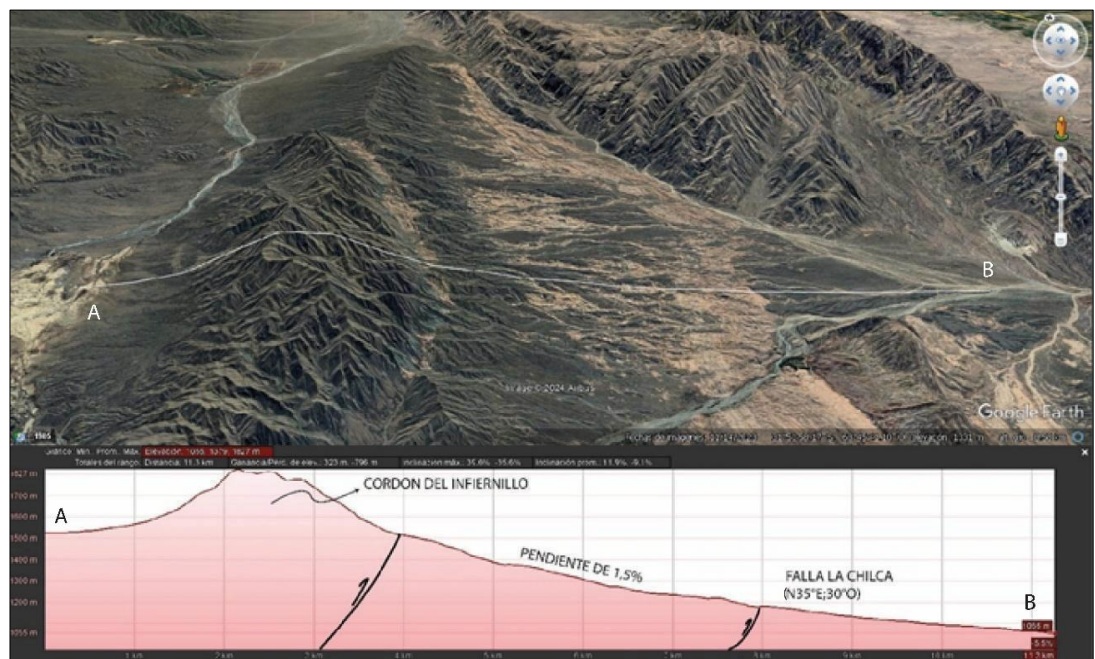


Figura 14: Perfiles longitudinales y transversales del piedemonte del Cordón del Infiernillo.

6.1.1 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Caída de rocas

Se observa en el piedemonte del Cordón del Infiernillo afectando a la Formación Albarracín. En aquellos lugares donde los cauces han excavado profundamente en el terreno, generando laderas con pendientes abruptas, se observaron frecuentes caídas de rocas. Este desnivel vertical proporciona la energía necesaria para que los bloques de roca se desprendan y caigan pendiente abajo (Figura 15, 16 y 17).

Deslizamientos

Los deslizamientos de rocas fueron identificados mayoritariamente en la zona montañosa por la presencia de cicatrices cóncavas y escarpadas, así como por los depósitos de material desplazado. Estas estructuras indican la remoción en masa de material rocoso a lo largo de una superficie de falla, clasificándolos como deslizamientos rotacionales (Figura 15 y 17).

Cono de derrubios

Al pie de las pendientes abruptas generalmente en las zonas montañosas, se observan conos de derrubios caracterizados por una pendiente más pronunciada y una textura más gruesa en comparación con los abanicos aluviales. Estos conos se originan principalmente por procesos gravitacionales, como caídas de rocas y deslizamientos, y no están directamente relacionados con la acción de los cursos de agua (Figura 15, 16 y 17).

6.1.2 GEOFORMAS FLUVIALES Y ALUVIALES

Geoformas Fluviales

Terrazas fluviales

Se identificó en uno de los tributarios del río de la Flecha la presencia de tres niveles de terrazas, (en las proximidades a la falla La Chilca) afectando al nivel aluvial cuaternario Q3. La presencia de tres niveles de terrazas fluviales indica cambios significativos en el régimen de los cursos de agua a lo largo del tiempo. Estos cambios podrían estar relacionados con variaciones en el nivel base de erosión, posiblemente inducidos por actividad tectónica (Figura 15 y 16).

Meandros abandonados

Se identificaron meandros abandonados y en proceso de estrangulamiento, lo que sugiere una dinámica fluvial influenciada por factores tectónicos. Un aumento de la pendiente del terreno, generado por la actividad tectónica, puede acelerar la erosión y modificar el curso de los ríos, dando lugar a la formación de estos meandros (Figura 15 y 16). Fueron identificados en las proximidades a la falla La Chilca, en el piedemonte del Cordón del Infiernillo, afectando a la formación Albarracín.

Geoformas Aluviales

Niveles aluviales

Estas geoformas se atribuyen a la deposición de sedimentos transportados por los cursos de agua. Al perder energía al pie de la pendiente, el agua deposita los sedimentos en forma de abanico, con los materiales más gruesos cerca de la fuente y los más finos en la parte distal (Figura 15 y 16).

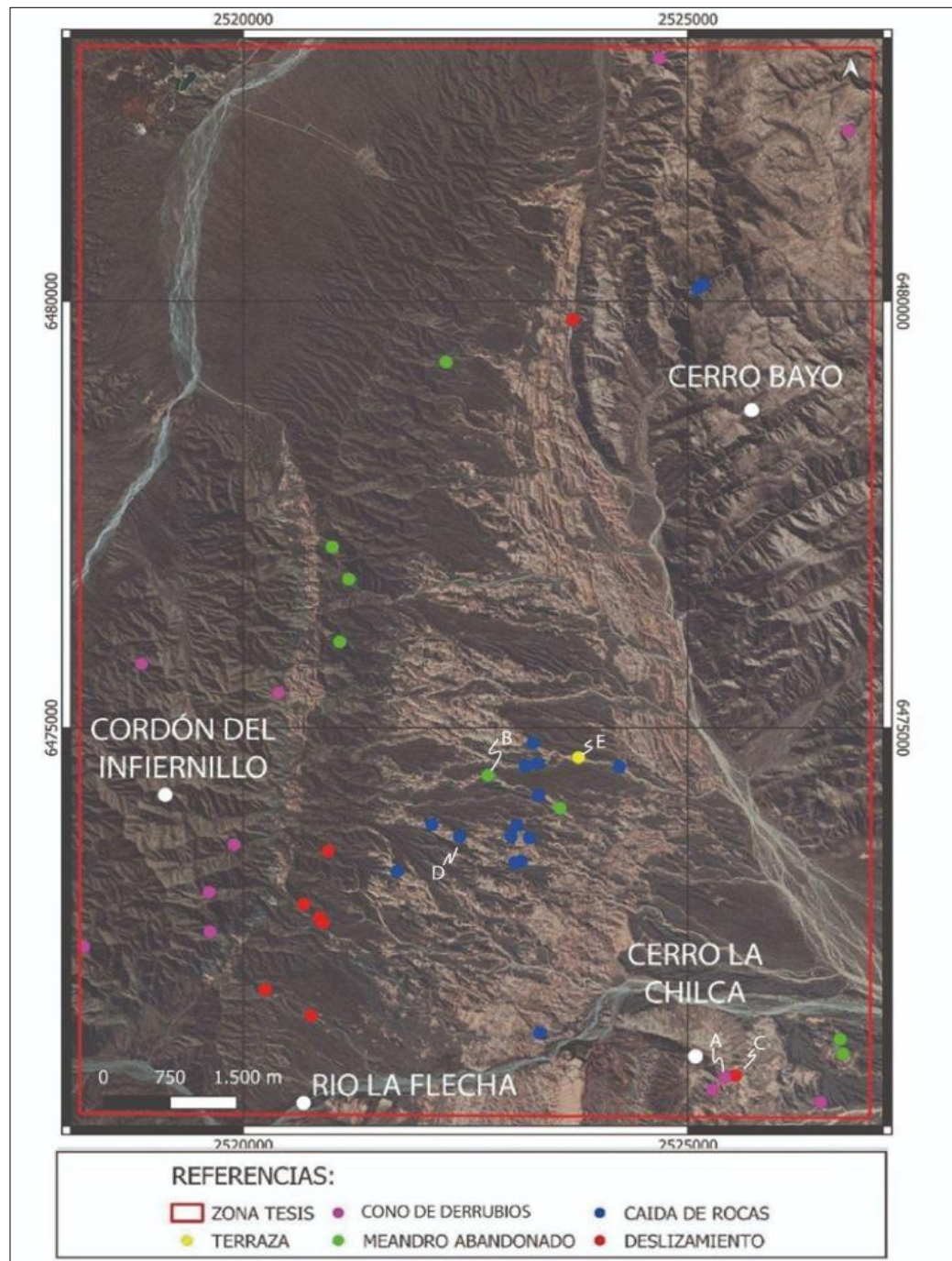


Figura 15: Ubicación de Procesos de Remoción en Masa, terrazas y meandros abandonados identificados.

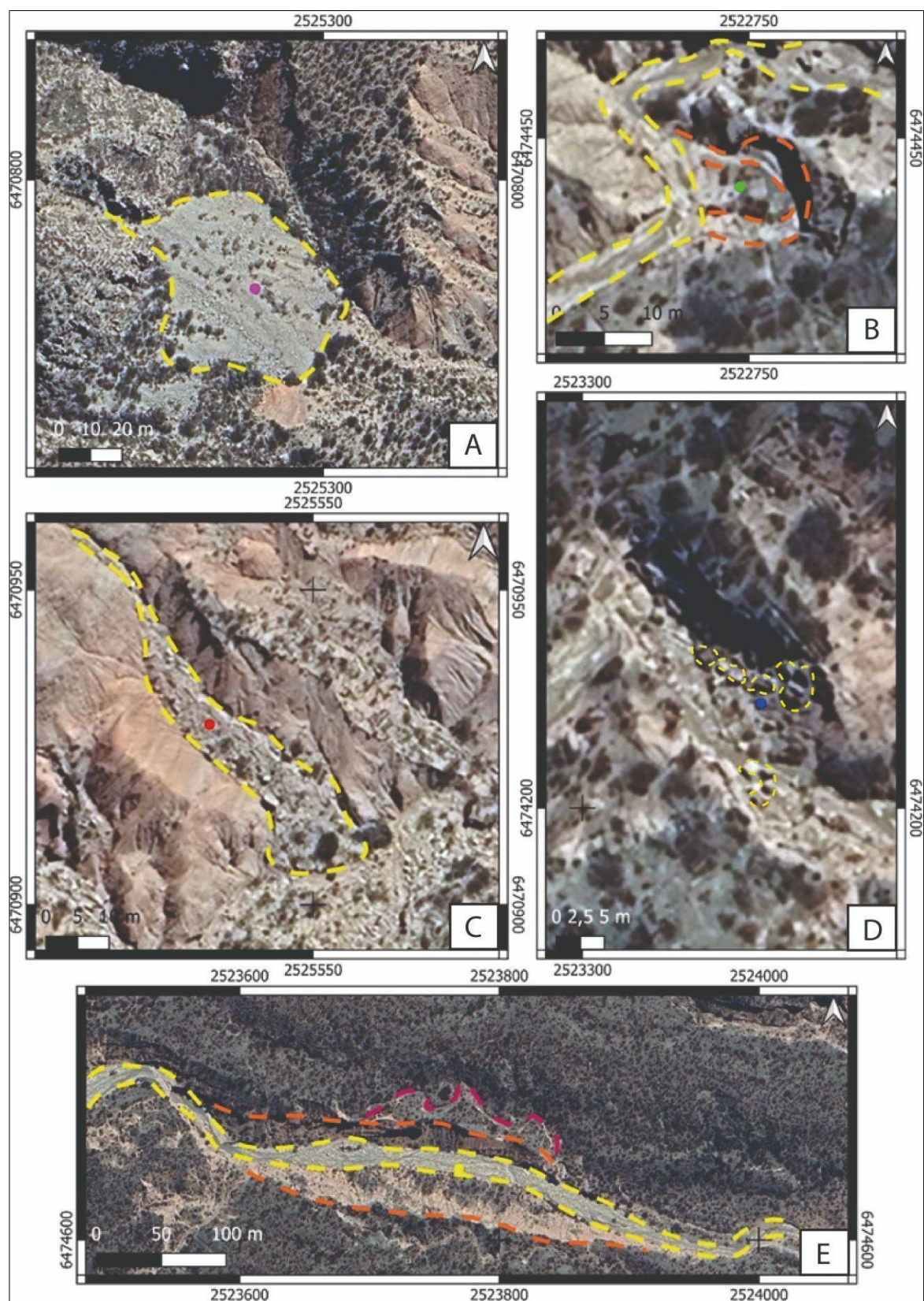


Figura 16: A: Cono de derrubios; B: Meandro Abandonados; C: Deslizamientos; D: Caída de rocas; E: Terrazas fluviales.

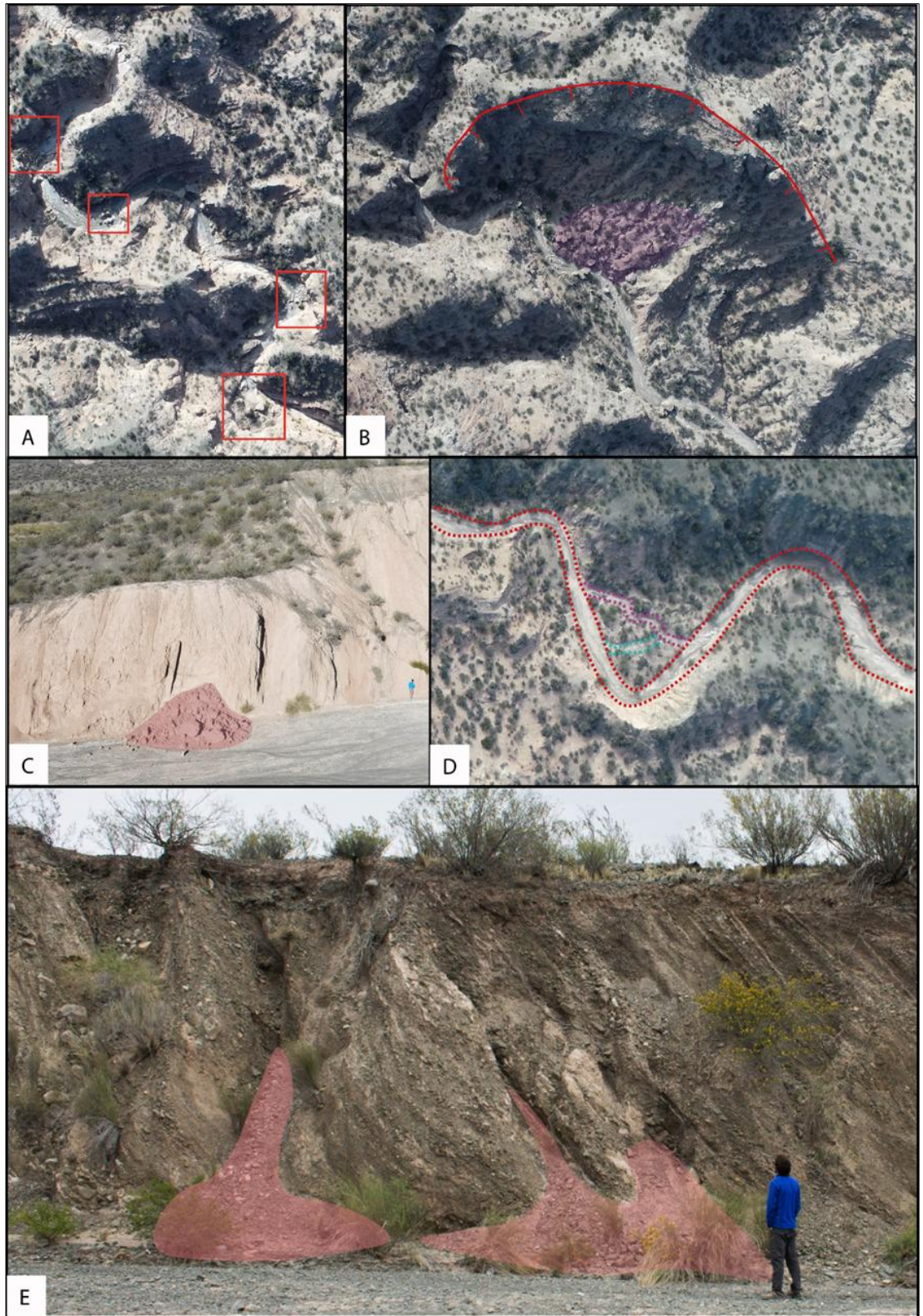


Figura 17: Fotografías tomadas en terreno. A: los recuadros rojos marcan zonas en donde se identifican caída de rocas. B: Deslizamiento, el polígono rojo marca el depósito C y E: Conos de derrubios. D Meandros abandonados.

6.1.2.1 ANÁLISIS DE LOS NIVELES ALUVIALES CUATERNARIOS

Se reconocieron tres niveles aluviales cuaternarios, se denominaron Q1, a los más recientes, y Q3, a los más antiguos (Figura 18 y 19).

El nivel aluvial cuaternario Q1, es el más moderno, está distribuido en toda el área de estudio, sin ser el más representativo. Con una altura promedio de 1080 m snm, está vinculado a los depósitos formados por corrientes fluviales, tanto temporales como permanentes. En la imagen satelital, este nivel se reconoce por su distintivo color gris claro y su textura fina. Su composición es variada, compuesta en un 50% por grauvaca con fragmentos de 1 a 12 cm, que presentan una forma subredondeada a redondeada. Asimismo, se observa que el 30% del nivel consiste en riolita redondeada con fragmentos de 1 a 8 cm, mientras que el 20% restante está compuesto por fragmentos de cuarzo, abundantes y de forma subredondeada, en una textura fina. (Figura 18 y 19).

El nivel Q2 (Figura 18 y 19) se caracteriza por estar topográficamente más elevado (1360 m snm) en comparación con el nivel Q1, es el más representativo de la zona, y exhibe una textura más gruesa, además de tener un color más oscuro. Su composición está representada por un 60% de clastos de grauvaca, los cuales presentan una forma subredondeada a redondeada y un tamaño que varía entre 0,5 y 10 cm. Asimismo, el nivel contiene un 30% de clastos de riolita, los cuales muestran una forma redondeada a subredondeada y tienen dimensiones que oscilan entre 0,5 y 6 cm. El nivel está compuesto por un 10% de clastos de cuarzo con un tamaño de 0,5 a 2 cm, los cuales presentan una forma redondeada. Por último, se observaron los clastos con poco barniz del desierto.

El nivel Q3 (Figura 18 y 19) se destaca por su color más oscuro y una textura más gruesa en comparación con los niveles anteriores, presenta una altura de 1410 m snm. Además, es más representativo en el sector centro-sur de la zona de estudio. Su composición incluye un 70% de clastos de grauvaca con un tamaño que varía desde 1 a 10 cm, con un predominio de tamaño entre 3 a 4 cm. También contiene un 20% de clastos de riolita de 1 a 3 cm, con clastos angulosos a subangulosos. Por último, un 10% de caliza con una forma poco redondeada completa la composición del nivel Q3. Posee mayor cantidad de barniz del desierto que el nivel Q2.

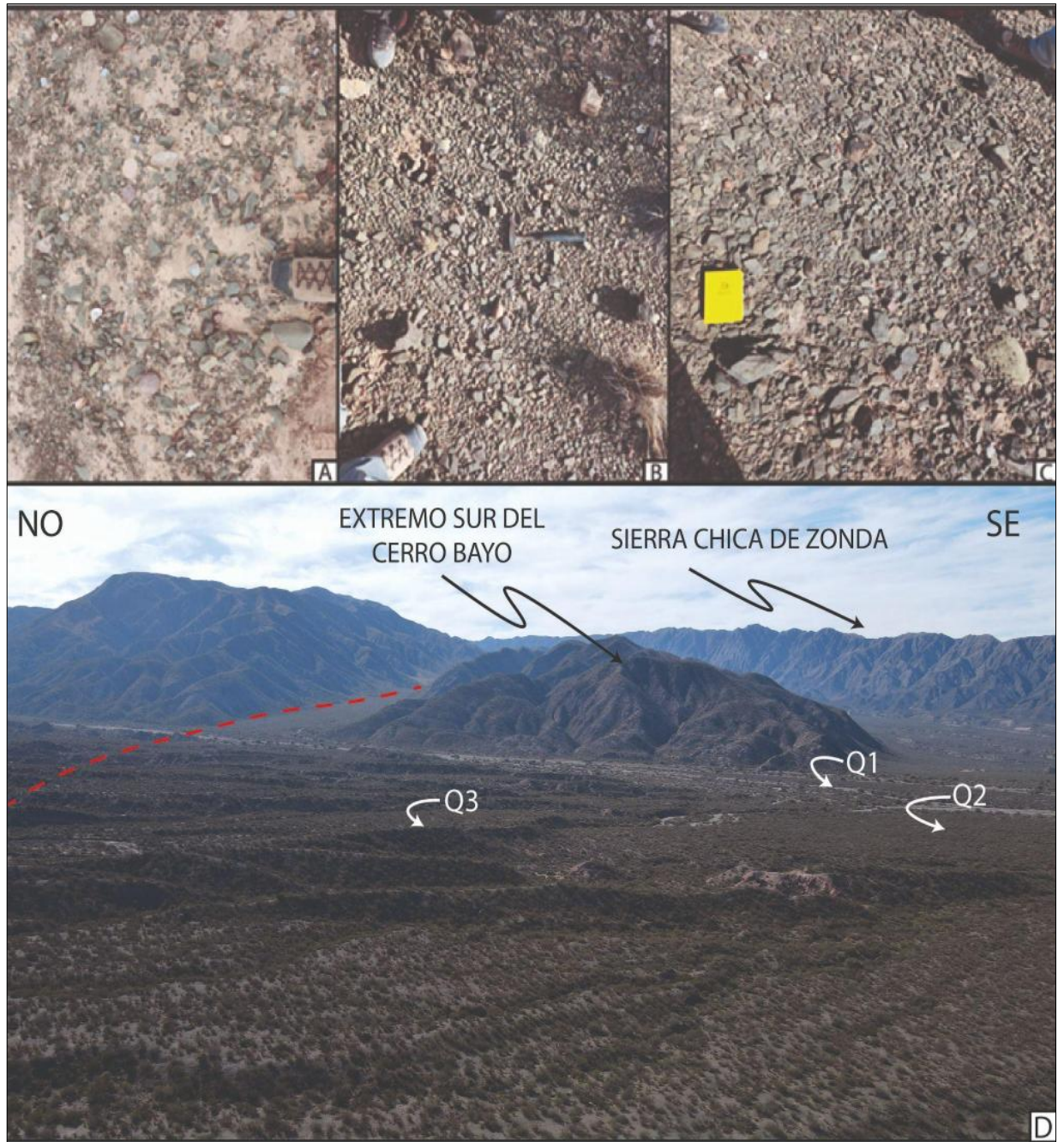


Figura 18: Fotografías: A) nivel aluvial Q1, B) nivel aluvial Q2, C) nivel aluvial Q3, D) panorámica al Este del nivel aluvial Q1, Q2 y Q3, en línea roja se observa la traza Inferida de la falla La Chilca.

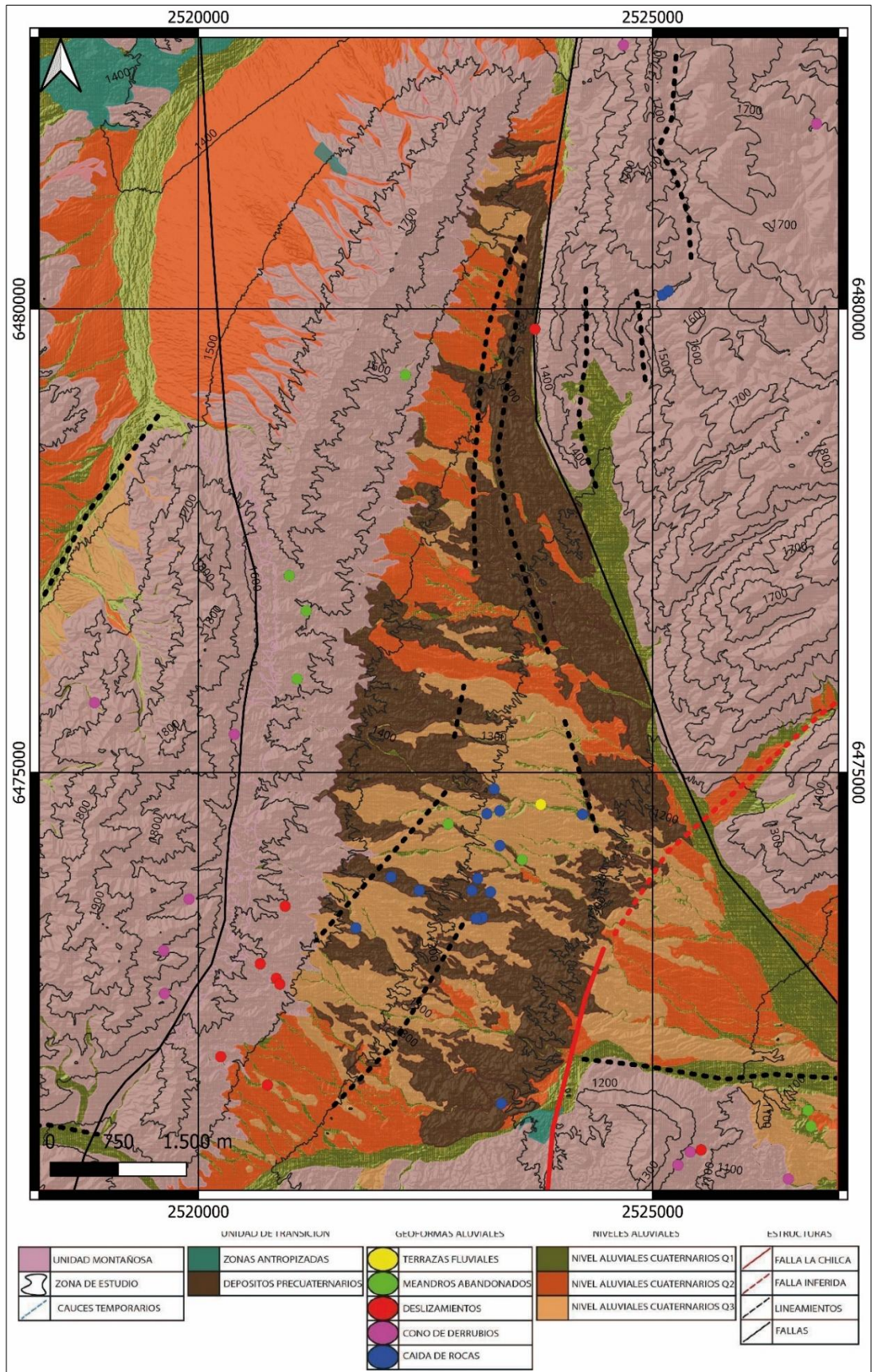


Figura 19: Mapa Geomorfológico.

6.2 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

6.2.1 MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS PLANARES

En la zona de estudio, los marcadores morfotectónicos planares identificados se asocian a los niveles aluviales cuaternarios. En la zona de estudio se identificaron niveles aluviales correspondientes a Q3 en el sector próximo a la falla La Chilca, los cuales no están en posición normal si no que presentan basculamiento en dirección Oeste (Figura 20). Se interpreta que el desplazamiento ocurrido a lo largo del plano de falla ha producido esta anomalía en la disposición de estos niveles de aglomerados.



Figura 20: Nivel aluvial Q3 basculado.

6.2.2 MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS LINEALES

Es posible reconocer desvíos en los cursos fluviales, los cuales poseen un drenaje con orientación predominante E-O, y una tendencia de desvíos N-S, a NE-SO (Figura 21 y 23). El cambio en la sinuosidad de los cauces es notable en algunos sectores señalados en la Figura 21. Los cauces tienden a aumentar su sinuosidad en la proximidad de la falla y/o lineamiento (Figura 21 y 23). También se pueden observar desviaciones hacia el Sur preferentemente, como lineamientos en dirección N-S, NE-SO. Otra anomalía en el drenaje, son los cauces abandonados asociados a lineamientos y fallas (Figura 22).

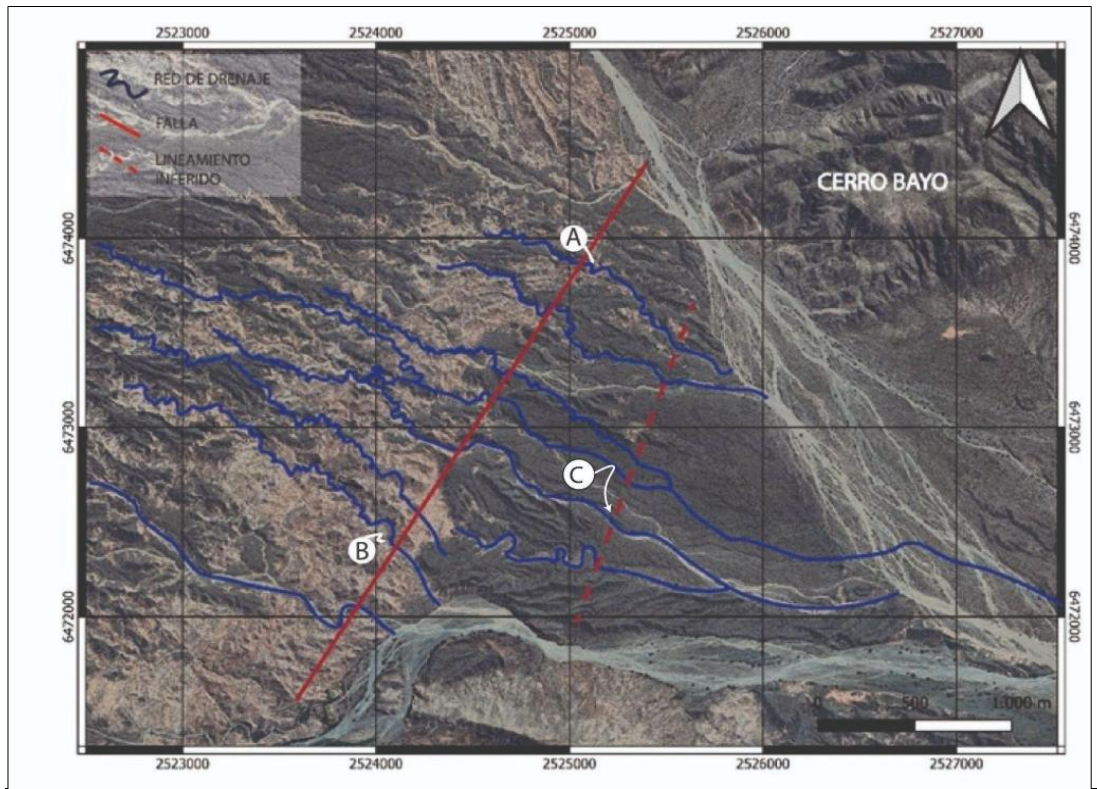


Figura 21: Aumento de las sinuosidades en las proximidades de la falla y lineamiento. A, B y C señalan la ubicación de las fotografías de la figura 22.

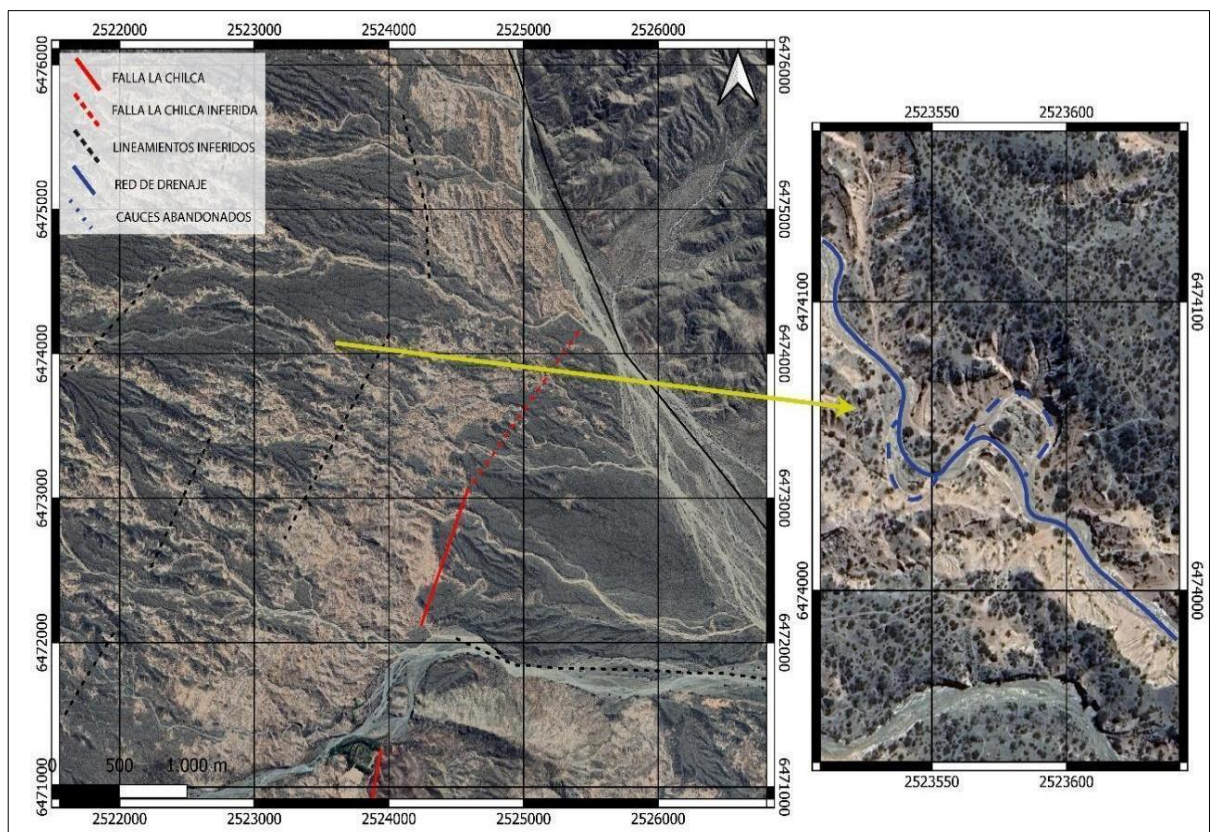


Figura 22: Meandros abandonados.

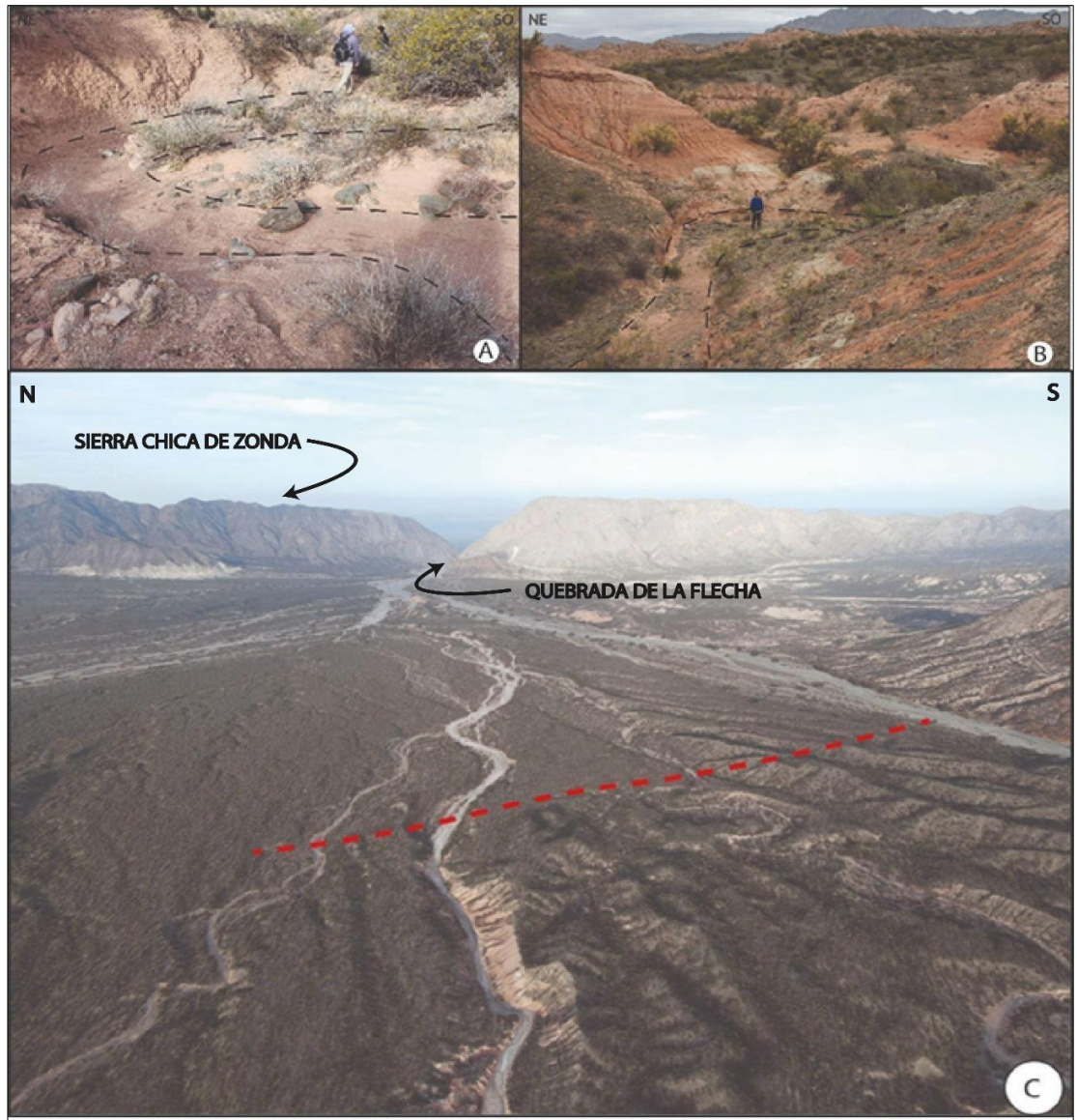


Figura 23: A y B Muestran evidencia de desvíos en los cauces. C se observa que hacia el oeste los cauces presentan mayor sinuosidad y pasando el lineamiento inferido (representado por una línea roja punteada) tienen a ser se mas rectos. Ver ubicación de las imágenes (A, B y C) en Figura 21.

6.3 ANÁLISIS DE PERFIL ESTRUCTURAL

Se realizó un perfil estructural con orientación Este-Oeste, perpendicular a las principales estructuras geológicas identificadas con la fotointerpretación, lo que permite una mejor visualización de las mismas.

Partiendo del punto de inicio (A) en el Este, se observa una discordancia angular entre los estratos de la formación Albarracín ($015^{\circ}/81^{\circ}$) y un nivel aluvial cuaternario (Q3).

Inmediatamente al Este de esta discordancia, los estratos cuaternarios presentan un decrecimiento gradual en sus buzamientos, volviéndose progresivamente más horizontales (Figura 24 y 25), generando discordancias progresivas. Próximo a la discordancia, los niveles cuaternarios registran buzamientos que varían desde los 55°, 50°, 37° y 21° hacia el Este a medida que se alejan del contacto. La superficie de discordancia misma presenta un buzamiento de 40° con rumbo de 10°.

Continuando hacia el Oeste, y luego de la discordancia, se identifican estratos de areniscas de la Formación Albarracín con un rumbo de 15° y un buzamiento de 84° hacia el SE. Metros más adelante, estos estratos adquieren una verticalidad casi completa, lo que se interpreta como el flanco de un anticlinal de alto ángulo. Inmediatamente al Oeste de esta estructura, el rumbo cambia abruptamente a 180° con un buzamiento de 88° hacia el Oeste.

Continuando con el perfil hacia el Oeste, se observan estratos con 336°/46°. Aproximadamente a 1,24 km del inicio del perfil, se registra una nueva discordancia entre la formación Albarracín (con la actitud previamente mencionada de 336°/46°) y el nivel aluvial cuaternario Q3 que se encuentra basculado.

Metros más adelante, se evidencia un cambio en el rumbo y buzamiento a 358°/50°, lo que se interpreta como la charnela de un pliegue sinclinal cuya superficie axial buza 85° hacia el Oeste, y hacia el sur el SE con 15° / 60°.

A 2,25 km del inicio de la transecta, se atraviesa una zona de intensa deformación (ver Figura 24 y 26) de los estratos de la Formación Albarracín. En esta zona predominan pliegues volcados hacia el Este, indicando una fuerte compresión.

Esta secuencia de deformación culmina con la presencia de una falla principal ubicada a unos 3,15 km del inicio del perfil. Esta falla pone en contacto a la formación Albarracín, que se encuentra por encima de los niveles aluviales cuaternarios (Q3). Dicha falla registra un rumbo de 30°, un buzamiento de 35°, una longitud de ruptura de 34,64m, un desplazamiento tectónico vertical de 20,40m y uno horizontal de 28 m. Finalmente, después de la falla, el perfil continúa con una secuencia homoclinal en la secuencia sedimentaria de edad neógena que presenta una actitud constante de 237°/25°.

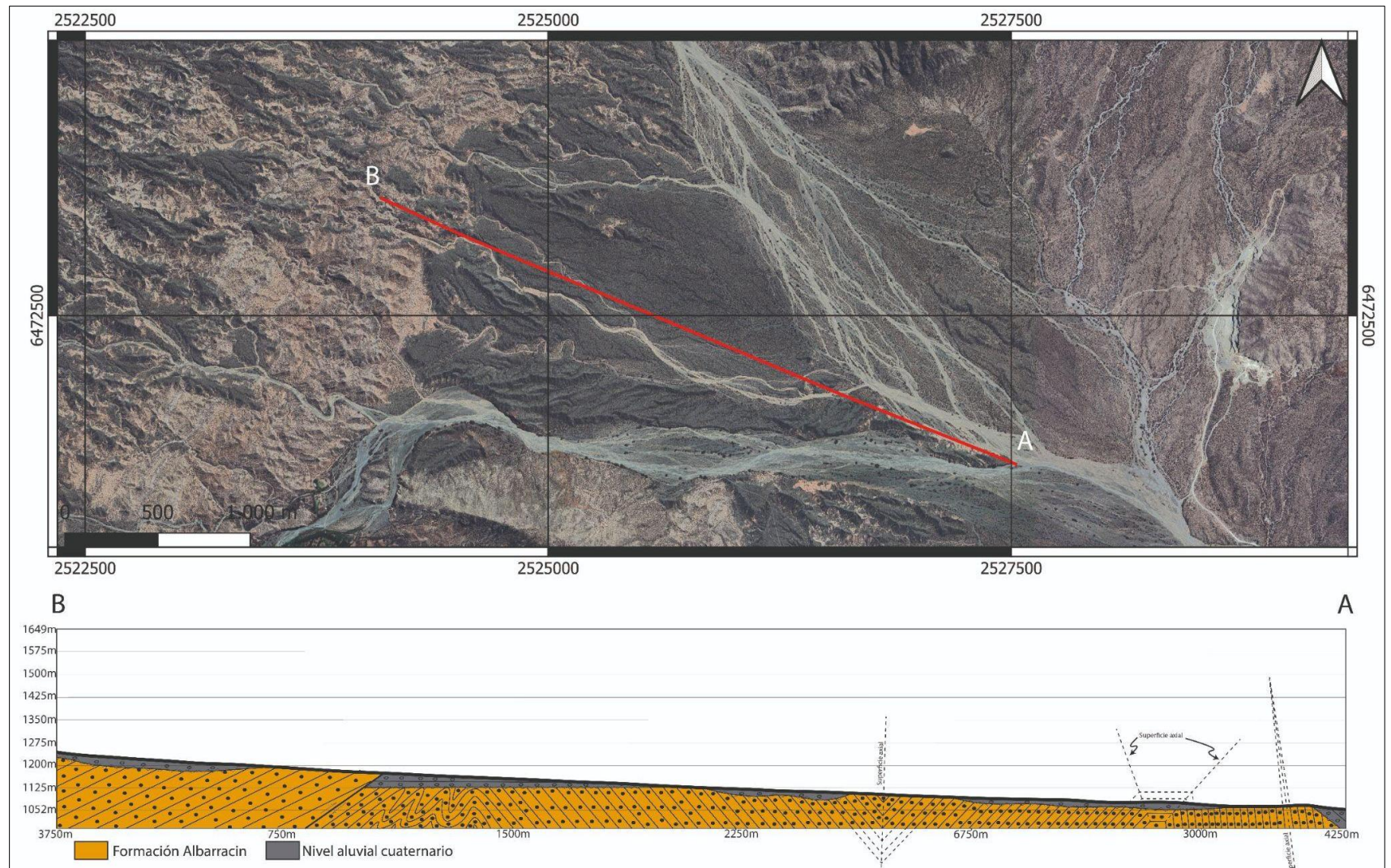


Figura 24: Perfil estructural.

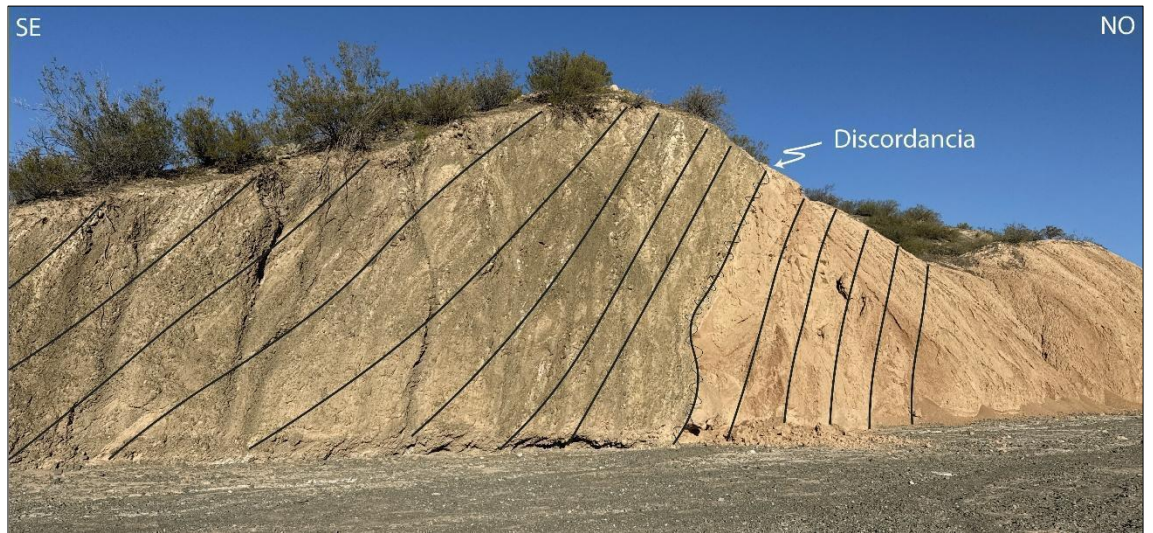


Figura 25: Discordancia progresiva entre el nivel aluvial cuaternario Q3 y la formación Albarracín.

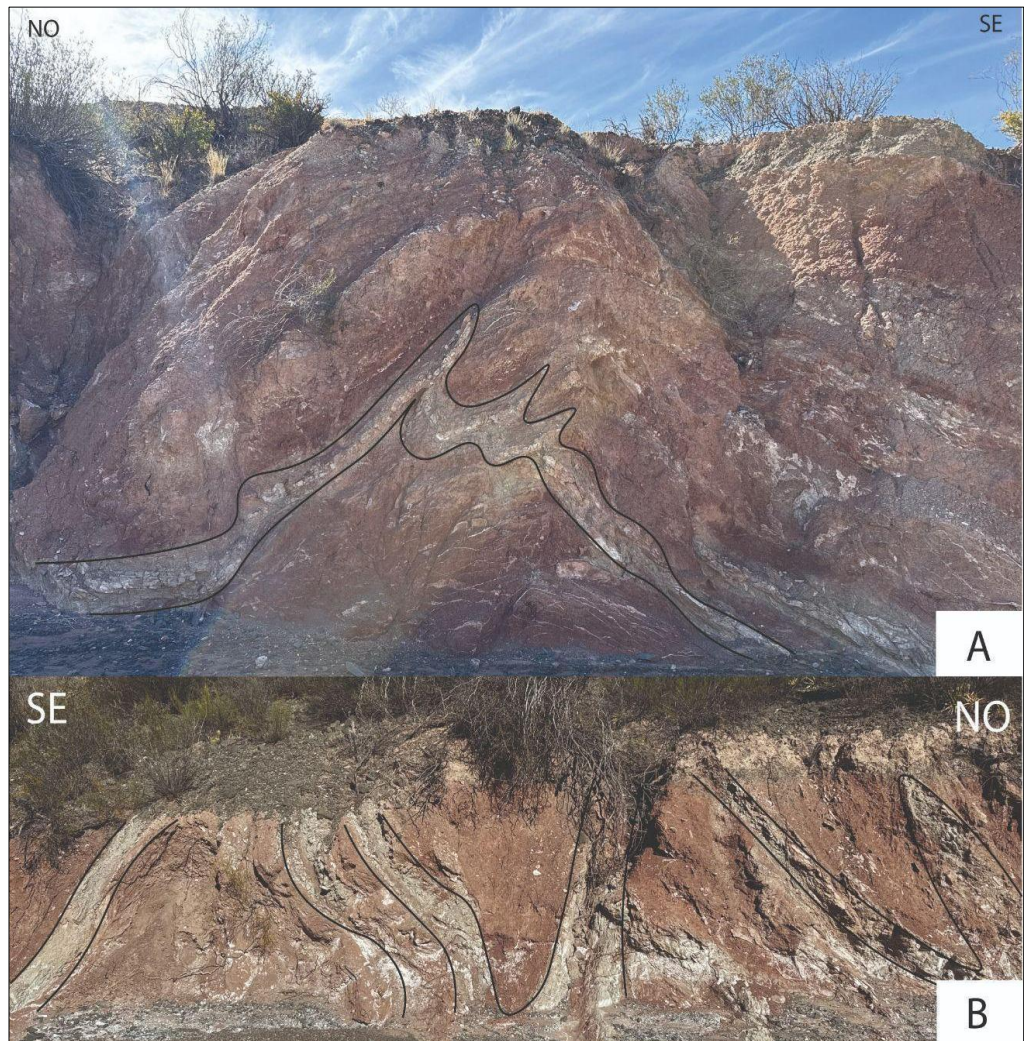


Figura 26: Fotografías en donde se observa intensa deformación en los estratos de la formación Albarracín.

6.4. ANÁLISIS DE LOS PERFILES TOPOGRÁFICOS

Ubicación y Contexto General

Las escarpas de falla analizadas, se localizan en el sector del piedemonte oriental del Cordón del Infiernillo, en las zonas próximas a la falla La Chilca. La zona está caracterizada por escarpas de rumbo N-S y plegamientos que afectan a la formación Albarracín. Estas escarpas se desarrollan sobre los niveles aluviales cuaternarios en su mayoría Q3 y la formación Albarracín (Neógeno) (Figura 27).

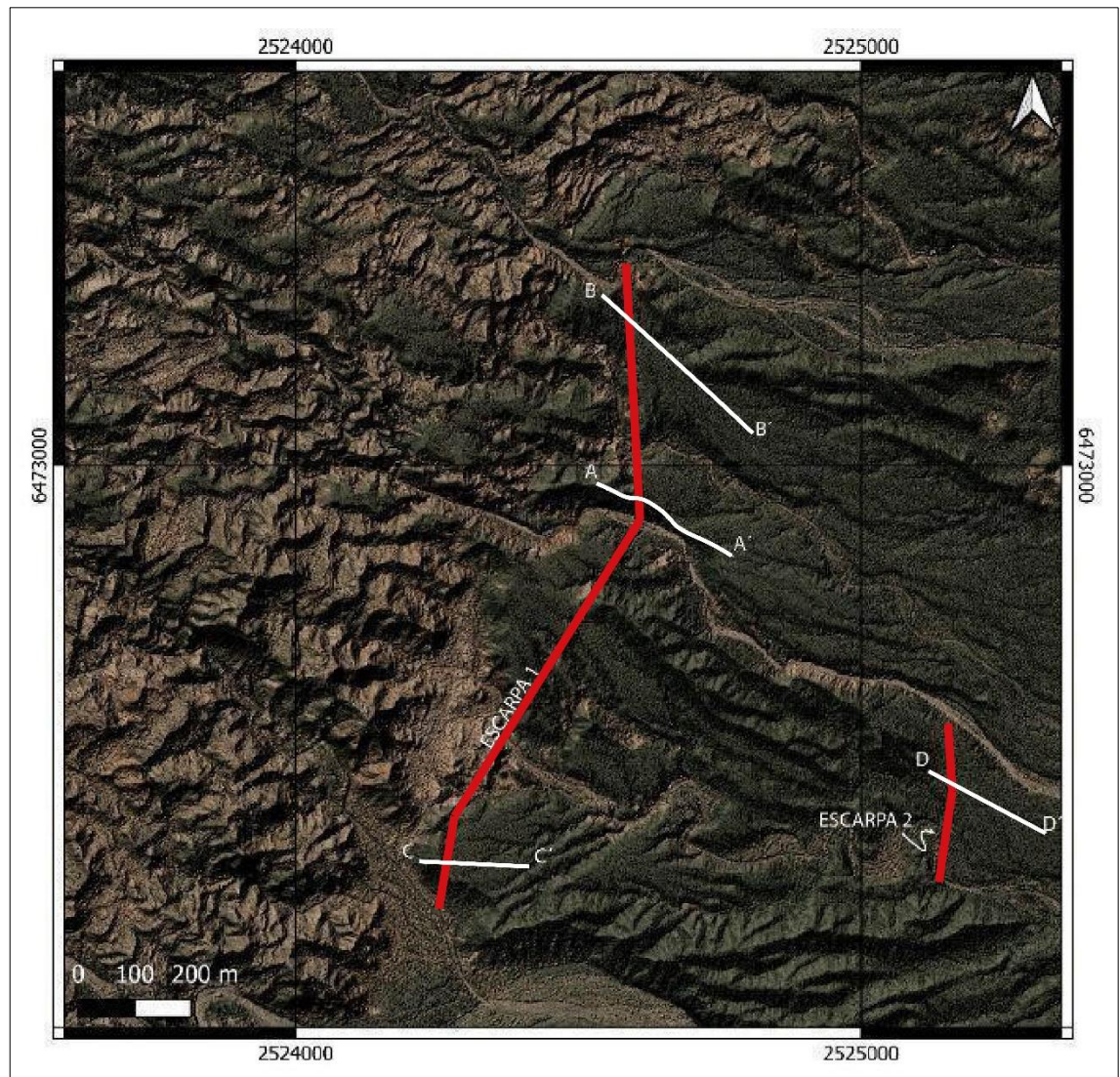


Figura 27: Imagen de ubicación de los perfiles y escarpas de falla. la línea roja marca la escarpa y la blanca los perfiles realizados.

Morfología y Características de las Escarpas

A lo largo del trazo de la falla La Chilca, se ha identificado una escarpa con una extensión total de 1,2 km. La descripción se subdivide en las siguientes secciones:

Sección A-A': Escarpa 1 (falla La Chilca) (Figura 28)

- **Ubicación:** En el sector central de la falla La Chilca.
- **Altura (Amplitud):** La escarpa tiene una altura promedio de 10 m, en una longitud horizontal de 24,53 m, lo que define una pendiente pronunciada de 40,76%. Los niveles aluviales más jóvenes afectados corresponden al nivel Cuaternario Q3. Los niveles más antiguos corresponden a la formación Albarracín.
- **Geometría:** En el perfil la escarpa presenta una geometría levemente lobulada
- **Estado de preservación:** En perfil se observa una buena preservación.

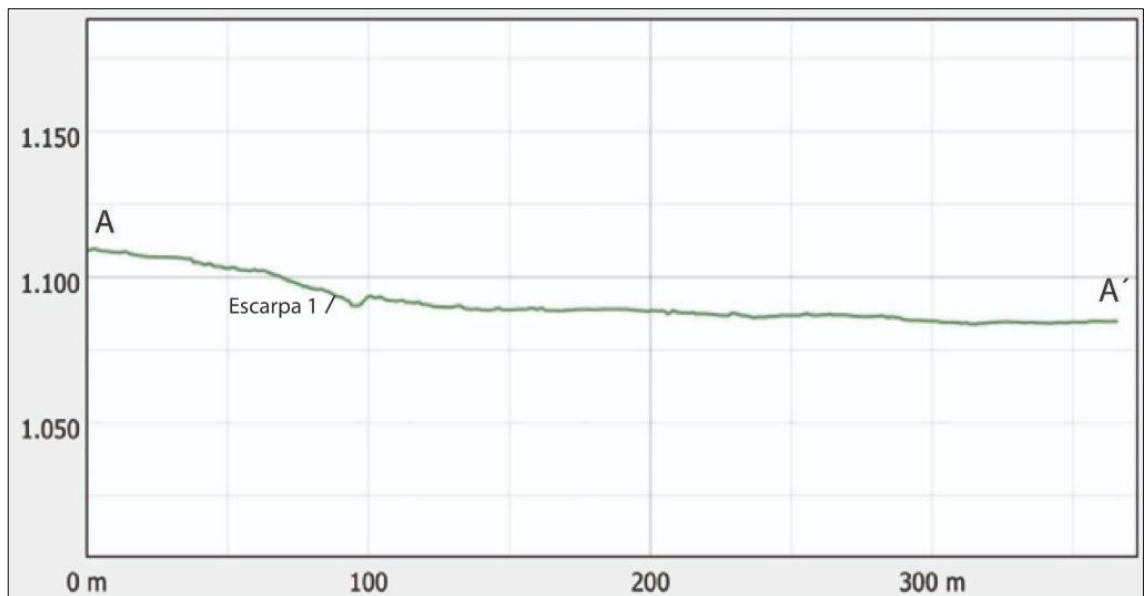


Figura 28: Sección A-A'.

Sección B-B': Escarpa 1 (falla La Chilca) (Figura 29)

- **Ubicación:** En el sector norte de la falla La Chilca.
- **Altura (Amplitud):** La escarpa tiene una altura promedio de 8 m, en una longitud horizontal de 33,74 m, lo que define una pendiente de 23,70%. Los niveles aluviales más jóvenes afectados corresponden al nivel Q3. Los niveles más antiguos corresponden a la formación Albarracín.
- **Geometría:** La escarpa presenta una geometría en planta lineal.
- **Estado de preservación:** Se observa una preservación limitada debido a la degradación y cubierta por derrubios.

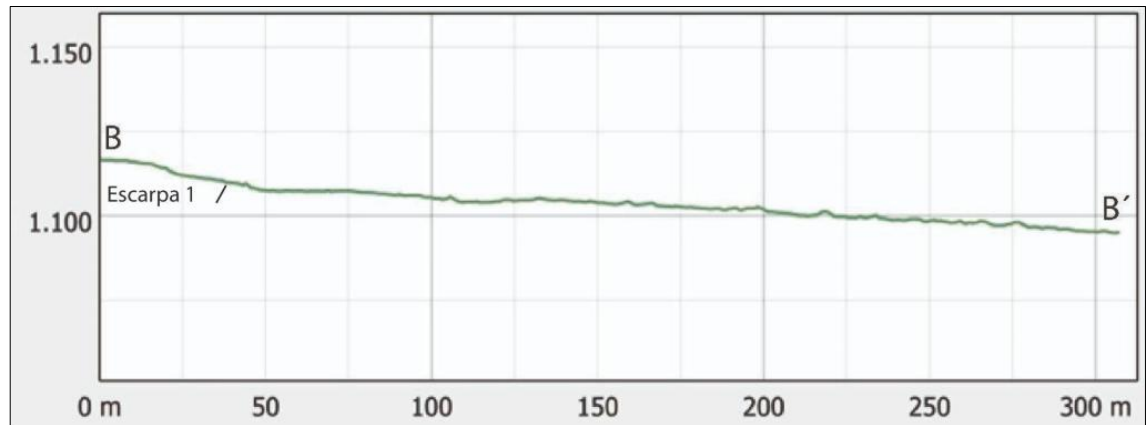


Figura 29: Sección B-B'.

Sección C-C': Escarpa 1 (falla la Chilca) (Figura 30).

- Ubicación: En el sector sur de la falla La Chilca.
- Altura (Amplitud): La escarpa tiene una altura promedio de 5 m, en una longitud horizontal de 24 m, lo que define una pendiente de 19,23%. Los niveles aluviales más jóvenes afectados corresponden al nivel Q3. Los niveles más antiguos corresponden a la formación Albarracín.
- Geometría: La escarpa presenta una geometría en planta lineal.
- Estado de preservación: Se observa una preservación limitada debido a la degradación y cubierta por derrubios.

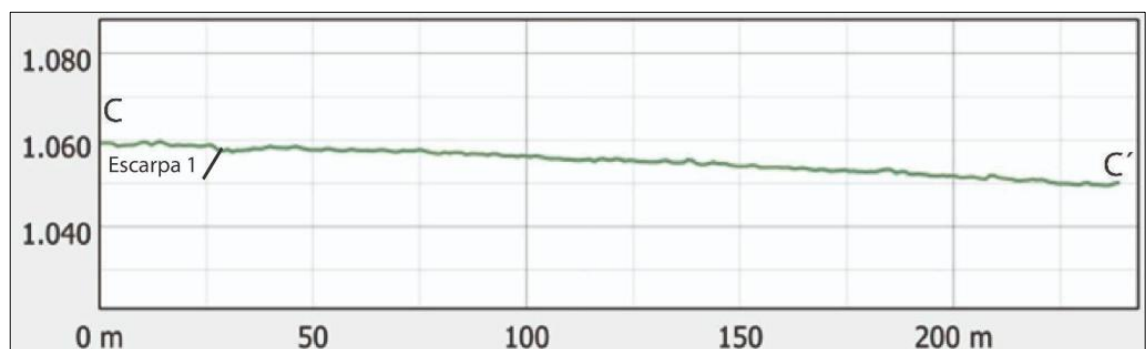


Figura 30: Sección C-C'.

Al Este de la falla La Chilca en el nivel aluvial Q3 se identificó una escarpa de falla, en dónde asociada a esta se observa un aumento en la sinuosidad de los cauces y al atravesar la escarpa vuelven a una geometría lineal los cauces. Se trazó una posible escarpa en dirección N-S que se extiende a lo largo de 271 m (Figura 27), mostrando una pendiente general del 2,37% en dirección sur.

Sección D-D': Escarpa 2 (Figura 31).

- Ubicación: Al Este de la falla La Chilca, en dirección O-E.
- Altura (Amplitud): La escarpa tiene una altura promedio de 1,77 m, en una longitud horizontal de 4,3 m, lo que define una pendiente pronunciada de 41,16%. Los niveles aluviales más jóvenes afectados corresponden al nivel Q3.
- Geometría: La escarpa presenta una geometría en planta lineal
- Estado de preservación: Se observa una preservación muy limitada por degradación y cubierta por derrubios.

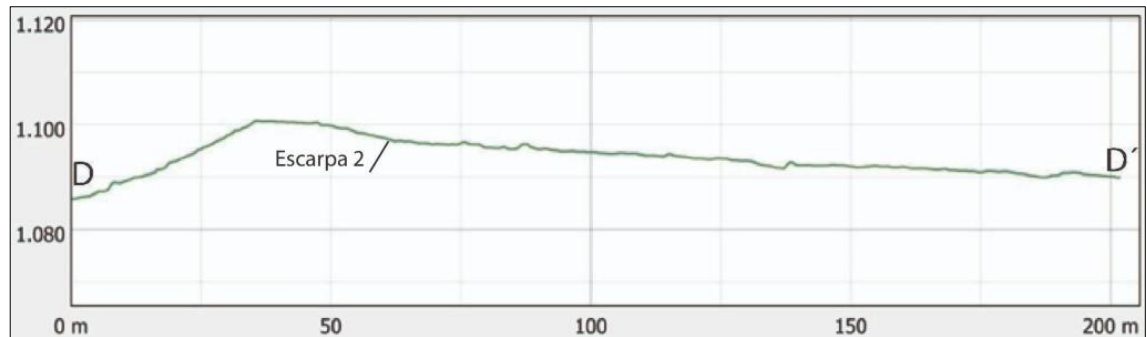


Figura 31: Sección D-D'.

6.5 ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO

Se utilizó el catálogo de sismos del INPRES (2023). Se recopilaron 66 eventos sísmicos correspondientes al período 2008-2023 para el área de estudio. Con el objetivo de comprender la geometría en profundidad de los focos sísmicos, los eventos se agruparon en función de su profundidad focal: superficiales (hasta 30 km), intermedios (entre 30 y 100 km) y profundos (mayores o iguales a 100 km). Se realizó un análisis estadístico descriptivo para cada grupo de profundidad, calculando la media, mediana, desviación estándar, y los valores extremos (mínimo y máximo).

SISMOS DE PROFUNDIDAD MENOR A 30 km (Figura 32)

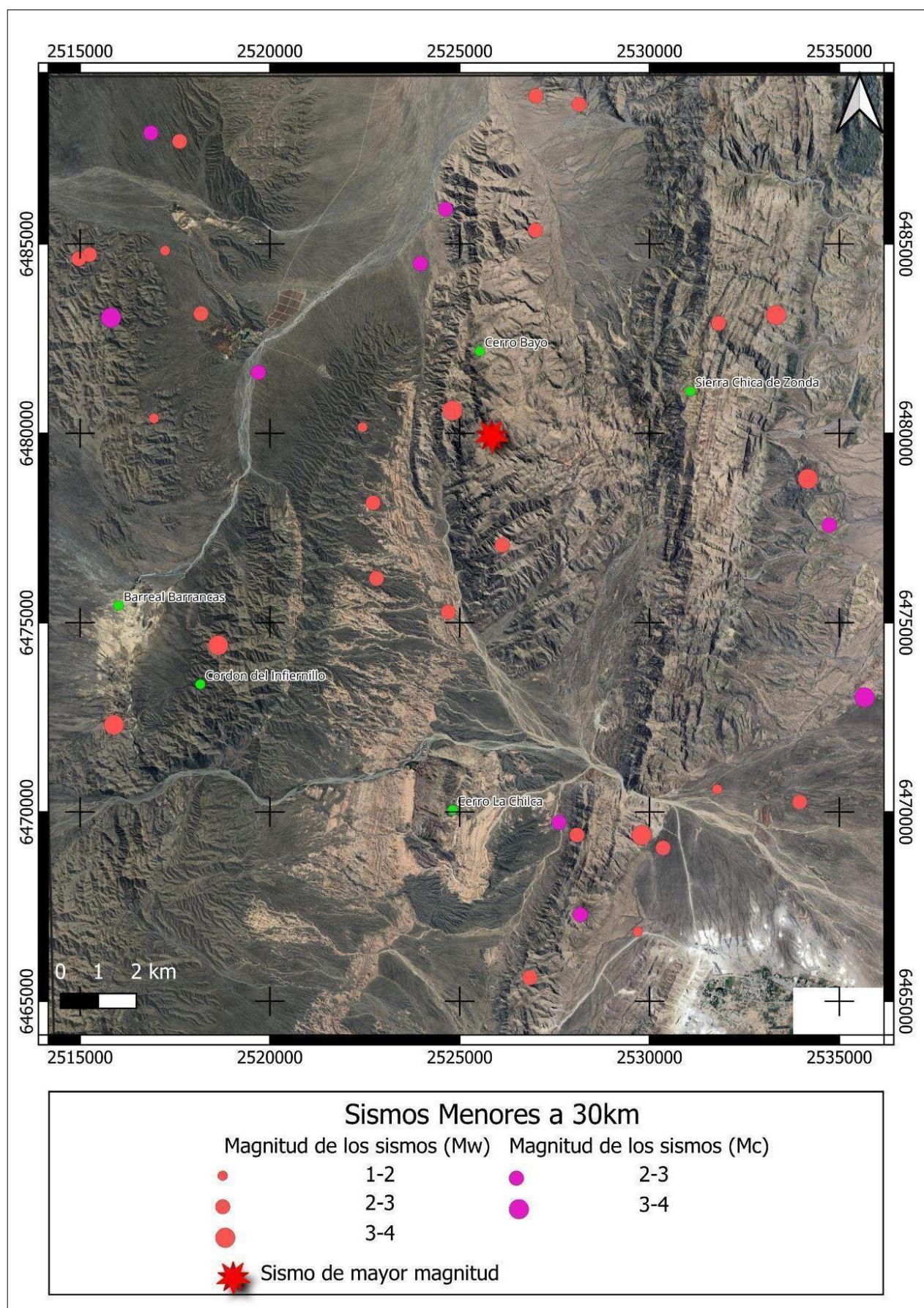


Figura 32: Sismos de profundidad menor a 30 km.

En relación a la magnitud, los datos indican que la mediana de magnitud de coda (Mc) es de 1,9, mientras que la mediana de magnitud de momento (Mw) es de 2,8. Esto sugiere que la mayoría de los sismos corticales registrados en el área son de baja a moderada magnitud. Se observa una magnitud máxima de 3,1 Mc y 4 Mw, y una mínima de 0,8 Mc y 1,8 Mw. Los promedios de magnitud son de 1,95 Mc y 2,69 Mw. Las desviaciones estándar para ambas magnitudes (aproximadamente 0,60 para Mc y 0,52 para Mw) señalan una variabilidad moderada en los tamaños de los eventos.

En cuanto a la profundidad de origen, los sismos se distribuyen en un rango que abarca desde un mínimo de 1,25 km hasta un máximo de 27,7 km. La mediana de profundidad se sitúa en 17,7 km, lo que indica que una proporción considerable de estos eventos se concentra en la parte media a profunda de la corteza. El promedio de profundidad es de aproximadamente 15,26 km, con una desviación estándar de 7,24 km. Esta desviación estándar considerable sugiere una distribución relativamente amplia de profundidades dentro del rango cortical, lo que puede reflejar la complejidad de las estructuras de falla activas en la región. La presencia de sismos a profundidades muy someras, como 1,25 km, es relevante, ya que estos pueden estar directamente vinculados a fallas con expresión en superficie y, de alcanzar mayores magnitudes, tendrían un impacto más directo y severo en la infraestructura y las poblaciones cercanas como Los Berros, Cañada Honda, Divisadero, y Cienaguita.

SISMOS DE PROFUNDIDAD ENTRE LOS 30 km Y LOS 100 km (Figura 33)

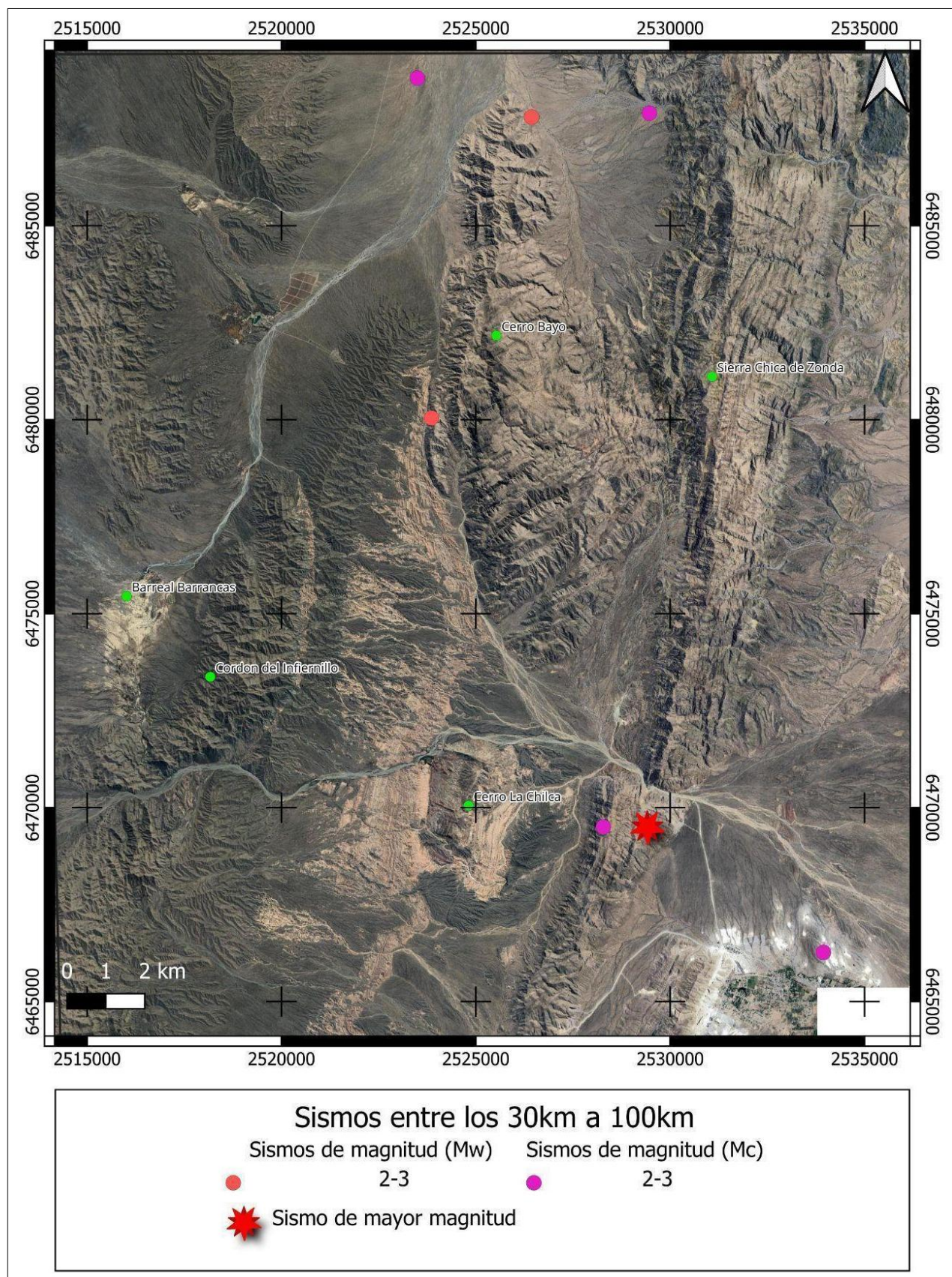


Figura 33: Sismos de profundidad entre los 30 km y los 100 km.

Los datos indican que la magnitud de los sismos en este rango de profundidad es relativamente baja, con una mediana de magnitud de coda (M_c) de 2 y una mediana de magnitud de momento (M_w) de 2,5. La magnitud máxima registrada fue de 2,8 M_w , mientras que la mínima fue de 2,4 M_w . La desviación estándar para la magnitud de momento (M_w) es de aproximadamente 0,21, lo que sugiere que las magnitudes de estos eventos son bastante consistentes y no presentan una gran dispersión. El promedio de magnitud de momento (M_w) es de 2,57, muy cercano a la mediana, evidenciando una distribución de magnitudes concentrada en valores bajos.

La profundidad mínima registrada fue de 33,51 km, y la máxima alcanzó los 99,7 km. La mediana de profundidad se sitúa en 98,1 km, lo que indica que una gran proporción de los sismos tiende a ocurrir en la parte más profunda del rango analizado. El promedio de profundidad es de aproximadamente 80,5 km, con una desviación estándar considerable de 30,3 km. Esta alta desviación estándar, junto con la diferencia entre la mediana y el promedio, sugiere una distribución de profundidades no uniforme, posiblemente sesgada hacia profundidades mayores, lo que podría reflejar variaciones en la geometría o las propiedades de la placa subducida.

SISMOS DE PROFUNDIDAD MAYOR A 100 km (Figura 34).

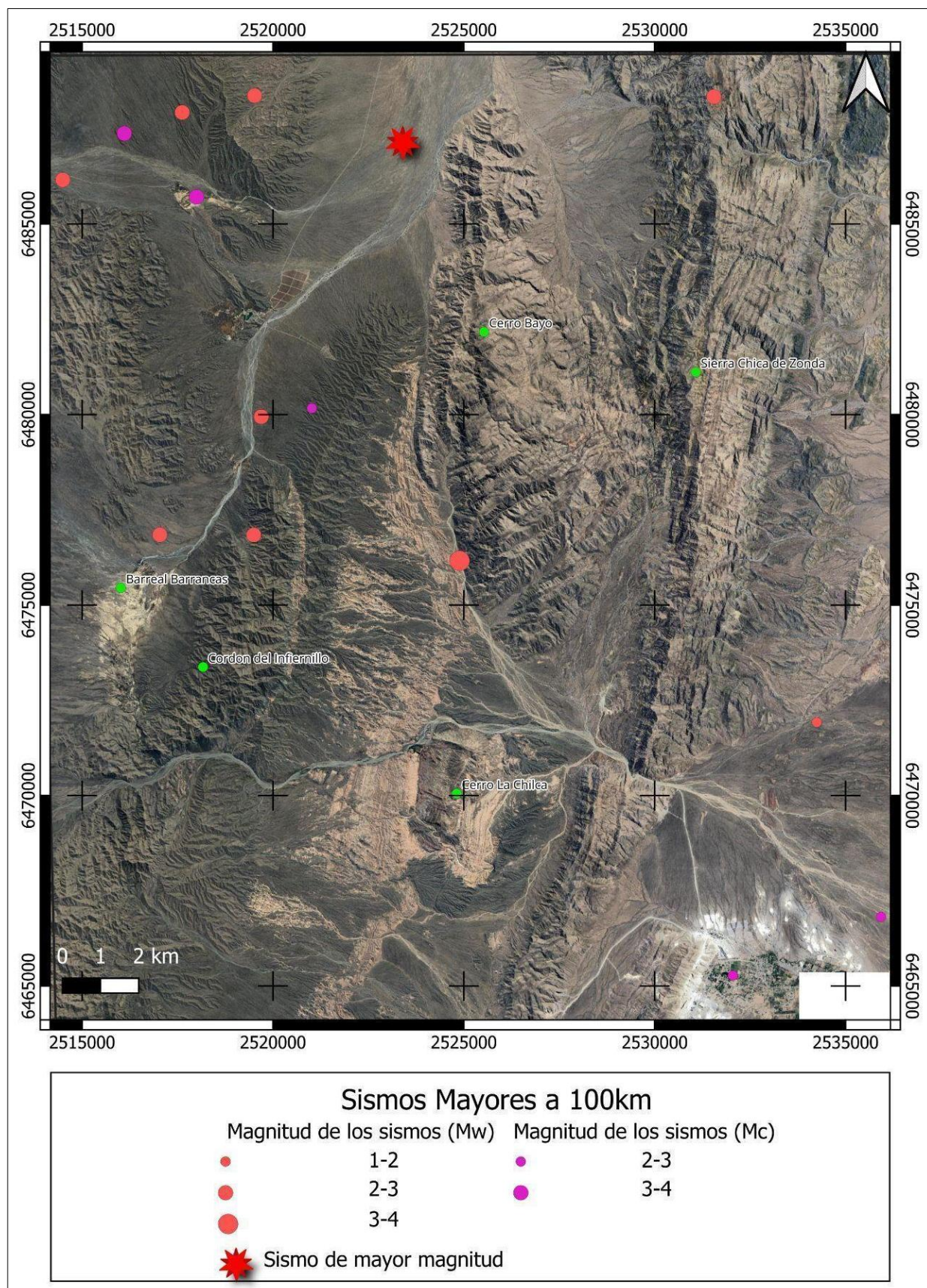


Figura 34: Sismos de profundidad mayor a los 100 km.

En términos de magnitud, la mediana para la magnitud de coda (M_c) es de 3, y para la magnitud de momento (M_w) es de 2,75. Esto indica que, en promedio, estos sismos son ligeramente más energéticos que los eventos de profundidad intermedia (30-100 km). La magnitud máxima registrada fue de 3,6 para ambas escalas (M_c y M_w), mientras que la mínima fue de 2,6 M_c y 1,3 M_w . El promedio de magnitud de momento (M_w) es de 2,72, muy cercano a la mediana, sugiriendo una distribución de magnitudes relativamente consistente. La desviación estándar para la magnitud de momento (M_w) es de aproximadamente 0,62, lo que indica una dispersión algo mayor en las magnitudes en comparación con los sismos de profundidad intermedia.

La profundidad mínima registrada fue de 100 km, y la máxima alcanzó los 134,7 km. La mediana de profundidad se sitúa en 105,8 km, lo que sugiere que la mayoría de estos eventos ocurren en la parte más somera de este rango, justo por debajo del umbral de los 100 km. El promedio de profundidad es de aproximadamente 109,7 km. La desviación estándar de profundidad, de 9,8 km, es mucho menor que la observada para los sismos de profundidad intermedia, lo que podría indicar una concentración de eventos en un rango de profundidad más estrecho dentro de la placa subducida.

6.5 POTENCIAL SISMOGÉNICO

La falla La Chilca es una estructura tectónica de tipo inversa con evidencias de actividad cuaternaria reciente. Se ha reconocido una extensión máxima de su traza superficial hacia el norte que amplía su longitud hasta aproximadamente 15,5 km, lo cual fundamenta un análisis actualizado y más preciso de su potencial sísmico.

Cálculos y Métodos Empleados

Magnitud Sísmica Máxima Probable (M_s)

El valor de M_s fue calculado con la fórmula propuesta por Schwartz y Coppersmith (1984):

$$M_s = 2,021 + 1,142 * \log(L)$$

Donde L se expresa en metros.

Para la longitud total de la traza, $L = 15500$ m:

$$\log(15500) = 4,1903$$

$$M_s = 2,021 + 1,142 * 4,1903 = 6,80$$

Este valor representa la Magnitud de Ondas Superficiales Máxima Probable que puede asociarse a la longitud total de la traza identificada para la Falla La Chilca.

Magnitud Momento (Mw)

La Magnitud Momento Máxima Potencial se calcula a partir de la longitud de ruptura usando la relación empírica establecida por Wells y Coppersmith (1994) para fallas inversas. Para el potencial máximo, se usa la longitud total de la traza (15,5 km):

$$M_w = 5,08 + 1,16 * \log (SRL)$$

Donde SRL es la longitud de ruptura superficial en kilómetros.

Si SRL = 15,5 km (potencial máximo):

$$\log (15,5) = 1,1903$$

$$M_w = 5,08 + 1,16 (1,1903) = 6,46$$

Longitud de Ruptura Subsuperficial (RLD)

Para la estimación de la magnitud a partir de la longitud de ruptura subsuperficial, se utiliza la siguiente relación:

$$M = 4,38 + 1,49 \log (RLD)$$

Donde RLD es la longitud de ruptura subsuperficial en kilómetros. Para el potencial máximo, se asume que RLD = 15,5 km:

$$\log (15,5) = 1,1903$$

$$M = 4,38 + 1,49 (1,1903) = 6,15$$

El potencial sismogénico estimado para una falla con una longitud de ruptura subsuperficial de 15,5 km es de una Magnitud aproximada de 6,2.

Estimación del Área de Ruptura Máxima Potencia (Smáx)

Para el potencial sismogénico máximo, se adopta la Anchura Sismogénica Regional ($W_{\text{máx}}$). Para fallas inversas en regiones andinas, Perucca et al. (2014) sugieren $W_{\text{máx}}$ entre 8 a 12 km. Se adopta el valor intermedio:

$$W_{\text{máx}} = 10 \text{ km}$$

$$S_{\text{máx}} = L * W_{\text{máx}} = 15,5 \text{ km} * 10 \text{ km} = 155 \text{ km}^2$$

Tasas de Deslizamiento y Acumulación

Con tasas de deslizamiento reportadas de 0,01 a 0,1 mm/año (Perucca y Vargas, 2014) y asumiendo un intervalo de recurrencia o un último evento estimado en el Holoceno (10000 años), la deformación acumulada puede estimarse:

$$\text{Slip acumulado} = (0,01 - 0,1) \text{ mm/año} \cdot 10000 \text{ años} = 100 - 1000$$

$$\text{Slip acumulado} = 0,1 - 1,0 \text{ m}$$

Este rango indica la capacidad de la falla para generar un desplazamiento de 0,1 a 1,0 metros en futuros eventos sísmicos de magnitud significativa.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

La integración de los análisis morfotectónicos, geomorfológicos y sismotectónicos confirma el carácter activo de la falla La Chilca y valida su potencial sismogénico, siendo un factor de riesgo en la Precordillera Central de San Juan. Se detallan a continuación los resultados obtenidos:

1. Extensión y Evidencia de Actividad Cuaternaria:

Este estudio ha logrado extender la longitud conocida de la traza superficial de la falla La Chilca hasta aproximadamente 15,5 km, proporcionando la base geométrica para una evaluación precisa de su potencial. La actividad neotectónica de la falla La Chilca se confirma por la evidencia morfológica de escarpas que afectan depósitos cuaternarios (niveles aluviales Q3) y por la presencia de anomalías en la red de drenaje (desvíos de cauces y cambios de sinuosidad) sobre el piedemonte oriental del Cordón del Infiernillo.

2. Cuantificación del Potencial Sismogénico Máximo:

El conjunto de cálculos sismotectónicos, basados en la longitud de 15,5 km y relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1994; Schwartz y Coppersmith, 1984), establece que la falla La Chilca tiene un potencial sísmico significativo. Las estimaciones máximas probables de magnitud son:

- Magnitud de Ondas Superficiales (Ms): 6,80
- Magnitud Momento (Mw): 6,46
- El desplazamiento acumulado, estimado entre 0,1 y 1,0 metros (basado en tasas de 0,01 – 0,1 mm/año durante 10000 años).

3. Aporte Tectónico y Relevancia para el Riesgo Regional:

Este estudio finalmente aporta un conocimiento fundamental al confirmar la existencia de deformación neotectónica en el piedemonte del Cordón del Infiernillo. Se sienta una base de conocimiento sólida al proporcionar datos concretos sobre la continuación de la falla La Chilca hacia el norte del río de la Flecha, la caracterización de sus escarpas y la relación de su actividad con la sismicidad instrumental. Esta información es crítica para la evaluación de la peligrosidad sísmica, la planificación territorial y el diseño de infraestructura en la provincia de San Juan, especialmente en el Departamento Zonda, donde se concentra la traza activa.

Se recomienda realizar análisis paleosísmicos más detallados a través de trincheras y dataciones en los sectores donde se identificaron evidencias de ruptura superficial, con el fin de obtener con mayor precisión la edad de los movimientos y así realizar una Evaluación de la Peligrosidad Sísmica (EPS), impactando directamente en la gestión del riesgo territorial para el Departamento Zonda y la provincia de San Juan.

También se recomiendan estudios sedimentológicos en la formación Albarracín con el fin de confirmar o refutar de que los depósitos desplazados pertenecen efectivamente a la formación Albarracín o si, por el contrario, representan una unidad geológicamente distinta.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., y Isacks, B.L. 1990. Acortamiento del antepaís y equilibrio cortical en los Andes a 30° de latitud sur. *Tectonics*, 9 (4), 789-809.
- Amos, A.J. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (1): 5-38.
- Aparicio, E.P. 1966. Sobre el hallazgo del yacimiento fosilífero de Agua de las Cortaderas y su posición estratigráfica. Uspallata, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 24 (4):351-356.
- Armella, C. 1989. Microfacies trombolíticas de un biociclo ideal de la Formación La Flecha, Precordillera Oriental, San Juan. *Serie Correlación Geológica* 5: 45-52.
- Armella, C. 1990. Guía práctico para la clasificación de los trombolitos. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:195- 198.
- Arrondo, O.G., Morel, E., Cuerda, A., Ganuza, D. 1986. Los estratos plantíferos del Carbónico de Bachongo, Precordillera de San Juan. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 237-247. Mendoza.
- Arroqui Langer, A., Bordonaro, O. 1996. Estratigrafía de la Formación Zonda (Cámbrico superior) en la sierra de Villicum-Zonda, Precordillera Oriental, San Juan. 6da Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 67-72. Bahía Blanca
- Astini, R. y Vaccari, E. 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2): 97-106.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: Un terreno exótico al Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Aubouin, J., Brousse, R., Lehman, J. P. 1980. Tectónica, tectonofísica, morfología. Omega.
- Audemard, F. A. y Michetti, A.M. 2011. Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes. *GSA Special papers* 479, 1-21. [https://doi.org/10.1130/2011.2479\(00\)](https://doi.org/10.1130/2011.2479(00))
- Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Bai, M. You, H., y Wang, G. 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Daungarina and Kasathstan. *Journal of Geophysical Research*, 98, 6755-6804.
- Balchin W. G. y Pye, N. 1955. Piedmont profiles in the arid cycle. *Proceedings of the Geologists' Association*, 66, 167-81.

- Baldis, B. 1973. Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (2): 147-155, Buenos Aires.
- Baldis, B. y Bordonaro, O. 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino 2: 385-397. San Luis.
- Baldis, B.A., Bordonaro, O., Beresi, M.S., Uliarte, E. 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo-dolomítica el Paleozoico inferior de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 419-434.
- Baldis, B.A.J., Chebli, G.A., & González, P.D. (1990). Análisis estructural y evolución tectónica de la Precordillera de San Juan y su relación con la evolución de la Cordillera Principal. En V.A. Ramos (Ed.), *Cuencas Sedimentarias de la Argentina* (pp.23–40). Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- Bastías, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral (inédita) 147 p., San Juan.
- Bercowski, F. 1987. Depósitos de flujos gravitacionales en el Carbonífero de la Quebrada de las Lajas, sierra Chica de Zonda, provincia de San Juan., 10° Congreso Geológico Argentino: 75-78. Tucumán.
- Bercowski, F. y Figueroa, G. 1989. Depósitos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera de sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 28-34, Buenos Aires.
- Bercowski, F., Ruzycki, L., Jordan T., Zeitler, P., Caballero, M. y Perez, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el Neógeno de Precordillera. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 1: 212-217. Mendoza.
- Bodenbender, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 18: 203,264. Córdoba.
- Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 26-40.
- Bordonaro, O. 1986. Bioestratigrafía del Cámbrico inferior de San Juan. 2° Congreso Latinoamericano de Paleontología 1: 19-27, Mendoza.
- Borrello, A.V. 1962. Caliza La Laja (Cámbrico medio de San Juan). *Notas Comisión Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 2: 3-8. La Plata.

- Boyer, S. y Elliot, D. 1982. Thrust Systems, American Association of Petroleum Geologist Bulletin 65 (9): 1196-1230.
- Bracaccini, O. 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Boletín de Informaciones Petroleras, 301 pp.
- Büdel, J. 1977. Klima-Geomorphologie. Borntraeger. Berlin, 304.
- Bull, W. B. 1968. Alluvial Fans, Journal of Geological Education, 16:3, 101-106, DOI:10.5408/0022-1368-XVI.3.101
- Burbank, D. W. y Anderson, R. S. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Scientific, Oxford. 270 pp.
- Cabrera, A. 1994. Regiones Fitogeográficas de la República Argentina. En Kugler WF (Ed.). Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería. Acme. Buenos Aires. Argentina. Fascículo 1, 85pp.
- Cañas, F. 1995. Early ordovician carbonate platform facies of the Argentine Precordillera: restricted shelf to open platform evolution. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y S.C. Finney (Eds.), Ordovician odyssey (Seventh International Symposium of the Ordovician System). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific section, 77: 221-224. Las Vegas.
- Cardó, R., Díaz, I. N., Bordonaro, O., Cardinali, A., & Fauqué, L. E. 2020. Hoja Geológica 3169-34 Los Berros, Provincia de San Juan.
- Castro de Machuca, B.; Perucca, L.; Conte-Grand, A.; Pontoriero, S.; Meissl, E.; Martos, L. 2013. Edad y geoquímica del magmatismo traquítico de Precordillera Oriental, provincia de San Juan. *In* Simposio sobre Petrología Ignea y Metalogénesis Asociada, No. 2, Resúmenes: 16-17. San Luis.
- Coca, M.A. y Bercowski, F. 1994. Facies eólicas en el Neopaleozoico de Bachongo, Precordillera Central, San Juan. 5ta Reunión Argentina de Sedimentología, 5: 71-76. San Miguel de Tucumán.
- Contreras, V.H., 1981. Características bioestratigráficas del Terciario de Lomas de las Tapias, Departamento Ullum, provincia de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, 4:813-822.
- Contreras, V.H., Damiani, O., Milana, J.P., Bracco, A. y Barrera, O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. En: O. Bordonaro (Ed.): Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan: 154-185. San Juan.
- Correa, G.A., Carrevedo, M.L., Gutiérrez, P.R. 2012. Paleoambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior, Precordillera Central, Argentina). Andean Geology 39 (1): 22-52. Anteriormente Revista Geológica de Chile.

- Costa, C. H., Massabie, A. C., Sagripanti, G. L., Brunetto, E., y Coppolecchia, M. 2014. Neotectónica. In Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, pp. 725-746.
- Cruden, D. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology & the Environment*, 43(1).
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. En A. K. Turner y R. L. Schuster (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation* (pp. 36–75). Washington D.C.: National Research Council.
- Cruden, DM (1996). Cruden, DM, Varnes, DJ, 1996, Tipos y procesos de deslizamientos de tierra, Junta de Investigación del Transporte, Academia Nacional de Ciencias de EE. UU., Informe Especial, 247: 36-75. *Transp Res Board* , 247 , 36-57.
- Cuerda, A. J., & Furque, G. (1984). Depósitos carbonáticos de la Precordillera de San Juan. Parte II: Quebrada La Deheza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1), 11–22.
- Cuerda, A.J. y Furque, G. 1984. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan, parte II: Quebrada La Deheza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4): 381-391.
- Esper, Y. y Perucca, L.P. 2014. Geomorphology and morphometry of the de La Flecha river basin, San Juan, Argentina. *Environmental Earth Sciences*. DOI 10.1007/s12665-014-3227-4
- Figuerroa, D.E., y Ferraris, O.R. 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera Mendocina-Sanjuanina. In Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos Mar del Plata, Univ. de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Boletín N°92, 104 pp. Servicio Geológico Nacional.
- Gardini, C. E. (1993). Estructura superficial y profunda del valle de Zonda, Precordillera de San Juan. En: 12° Congreso Geológico Argentino, Actas, Vol.2, pp.431–440. San Juan, Argentina.
- González Bonorino, G. 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (3): 223-246, Buenos Aires.
- Groeber, P. y Tapia, A. 1926. Sobre las condiciones Geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la quebrada de Ullum (provincia de San Juan). Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 25/26, Buenos Aires.
- Gutiérrez Elorza, M., 2008. Geomorfología. Madrid, Pearson Prentice Hall, 920 pp.
- Haller, M., y Ramos, V. A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. In IX Congreso Geológico Argentino (Vol. 2, pp. 66-83).

- Harrington, H.J. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114:181.
- Hauser, A. (1993). Remociones en masa en Chile (Boletín No. 45). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Heim, A. 1948. Observaciones tectónicas en la Rinconada, Precordillera de San Juan. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 64: 5-38.
- INTA. 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. Proyecto PNUD ARG 85/019. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca. Centro de Investigaciones de Recursos Naturales, Castelar.
- Jordan, T. y Damanti, J. 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino 2:247-250. San Juan.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damati, J.F., Drake, R.E. 1993 Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30–31S, Andes Mountains. J Geol 101:137–158
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A., y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 S). Geological Society of America Special Paper, 265, 113-137.
- Keidel, J. 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 15 (2): 7-102.
- Keidel, J. 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la Paleogeografía del hemisferio Austral. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 25: 239-368. Córdoba.
- Keller, M., Buggisch, W. y Bercowski, F. 1989. Facies and sedimentology of Upper Cambrian shallowing upward cycles in the La Flecha Formation (Argentine Precordillera). Zentralblatt fur Geologie und Paleontologie 1: 999-1011.
- Keller, M., Buggisch, W., Lehnert, O. 1994a. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonics background. Special publications- Geological Society, 142: 35 - 56. Londres.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O., Vaccari, N.E. 1994b. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): some stratigraphic reconsideration. Newsletters in Stratigraphy, 31: 115-132.

- Keller, M., y Bordonaro, O. 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico Inferior del Oeste Argentino y sus implicaciones paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, 8(2), 165-169.
- Kobayashi, T. (1937). The Cambro-Ordovician Shelly Faunas of South America. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Section II: Geology, Mineralogy, Geography, Seismology*, 44, 369-522.
- Martos, L. M. (1995). Estudio geológico-económico de las canteras de piedra laja Los Retamales, Pasaje El Quebrado, Quebrada Ancha, Sierra de Pie de Palo. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Milana, J.P., Bercowski, F., Lech, R.R. 1987. Análisis de una secuencia marino-continental neopaleozoica, en la región del río San Juan, Precordillera Central Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 113-116. San Miguel de Tucumán.
- Mörner, N. A. 1990. Glacial isostasy and long-term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and asthenospheric processes and properties. *Tectonophysics*, 176(1-2), 13-24.
- Ortiz, A., y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino 3: 59-74. San Luis.
- Padula, E., Rolleri, E., Mingramm, A., Criado Roque, P. Flores, M. y Baldis, B. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, proceedings* 2: 165-199, Calgary.
- Peralta, S., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino clásticos eopaleozóicos de la Precordillera Oriental de San Juan. 12 Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 128-137. Mendoza.
- Perucca L.P., Pérez, A. y Navarro, C. 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 567-578.
- Perucca, L. P. (2016). Geomorfología y neotectónica de la región de San Juan. En *Geología y Recursos Naturales de San Juan. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio* (pp.267–270). San Juan, Argentina.
- Perucca, L. P., y Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 291-304.
- Perucca, L., Audemard, F., Pantano, A., Vargas, H., Avila, C., Onorato, M., Esper, M. (2013). Fallas cuaternarias con vergencias opuestas entre precordillera central y oriental, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(2), 291-302.

- Perucca, L., Sanches, A. y Uliarte, E. 1990, Morfoneotectónica en la zona norte del corredor tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión, San Juan, Argentina: 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 435-438. San Juan.
- Perucca, L.P. y Onorato, M. R. 2011. Fallas con actividad cuaternaria en el Corredor Tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión entre los ríos de La Flecha y del Agua. Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 39-52
- Perucca, L.P. y Paredes, J., 2004. Descripción del Fallamiento activo en la provincia de San Juan. *Tópicos de Geociencias. Un volumen de Estudios Sismológicos, Geodésicos y Geológicos en Homenaje al Ing. Fernando Séptimo Volponi*. San Juan.
- Perucca, L.P., Lara G. y Vargas, N. 2012. Nueva evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la depresión Zonda-Maradona, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 97–105.
- Poblete, A.G. y Minetti, J.L. 1989. Los mesoclimas de San Juan. Primera y Segunda parte. Informe Técnico 11 del Centro de Investigaciones de San Juan. U.N.S.J. 4: 31-32.
- Ramos, V.A, Cegarra, M., Lo Forte, G. y Comínguez, A. 1997. El frente orogénico en la Sierra de Pedernal (San Juan Argentina): su migración a través de los depósitos orogénicos. 8° Congreso Geológico Chileno, 111: 1709-171, Antofagasta
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Perez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine– Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855–880.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Cardó, R., Pérez, L., Pelichotti, Godeas, R., Pucci, J. C., Bercowski, F., Bordonaro, O., y Chernicoff, Y. J.2000. Hoja Geológica 3169-IV. San Juan. Secretaría de Energía y Minería. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 243, 1:59.
- Rossa, N., Uliarte, E., Vaca, A. 1986. Magmatismo traquítico en la Precordillera Oriental. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan). Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, 2: 247-252.
- Rothis, M. 2008. Análisis neotectónico en el área del abanico El Mocho, Departamento Sarmiento. Provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, (inédito), 94 p., San Juan.
- Schumm, S.A. 1991. *To Interpret the Earth: Ten Ways to be Wrong*. Cambridge University Press. Cambridge, 133 págs.

- Schwartz, D. P., & Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5681–5698.
- Serafini, R., Bustos, N. y Contreras, V. 1986. Geología de la Formación Lomas de Las Tapias (nov.nom.) quebrada de Ullum, Provincia de San Juan. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera: 77-82. San Juan.
- Simón, J. 1983. La distensión plio-cuaternaria de la Cadena Ibérica oriental. Mapa de contornos estructurales de la península fundamental deformada. *Boletín Geológico y Minero*, 94, 496-502.
- Slemmons, D. B. 1991. Introduction. In: Slemmons D.B., Engdahl E.R., Zoback M.D., Blackwell D.D. (eds.) *Neotectonics of North America*, Geological Society of America, 1-20.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 4 (3): 1-187.
- Strahler, A.N. 1970. *Introduction to Physical Geography*. John Wiley & Sons, 457 pp.
- Suriano, J., Limarino, C.O. 2009. Sedimentación pedemontana en las nacientes del río Jáchal y pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (3): 516 - 532.
- Suvires, G. 2000. Capítulo 11: Geomorfología de San Juan. Página web <https://www.mendoza-conicet.gob.ar/ladyot/catalogo/cdandes/cap11.htm>
- Uliarte, E. R., Ruzycki, L., y Paredes, J. D. 1990. Relatorio de geomorfología. In Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan, XI Congreso Geológico Argentino (212-227).
- Uliarte, E., Bastías, H. y Ruzycki, L. 1987. Morfología y Neotectónica en el cerro La Chilca, Pederal. San Juan. 10 Congreso Geológico Argentino: 227-230. Tucumán
- Vaca, A. 1977. Contribución al conocimiento geológico del área Cordón de la Flecha-Cerro Valdivia: Provincia de San Juan. Centro Regional de Agua Subterránea.
- Varnes, D. J. (1979). Slope movement types and processes. En R. L. Schuster y R. J. Krizek (Eds.), *Landslides: Analysis and Control* (pp.11–33). Washington D.C.: National Academy of Sciences.
- Varnes, DJ (1978). Tipos y procesos de movimiento de taludes. *Informe especial* , 176 , 11-33.
- Von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14 (6): 643-667.

- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.
- Zambrano, J.J. y Suvires, G.M. (1987). La estructura superficial y profunda en el valle de Tulum, provincia de San Juan, Argentina. En: Actas del 10º Congreso Geológico Argentino, Vol. 1, pp. 267–270. Tucumán, Argentina.
- Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W. 1994. Thick-Skinned Triangle Zone of the Precordillera Thrust Belt, Argentina.
- Zapata, T. R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30 S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American earth sciences*, 11(2), 131-151.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina; a thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80(3): 359-381.