



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO
DE LA ZONA DE FALLA POCURO EN EL
SECTOR DE CAMPOS DE AHUMADA:
EVIDENCIAS DE FALLAS DE TRANSFERENCIA
Y SUS IMPLICANCIAS EN LA DEFORMACIÓN
DEL BORDE OCCIDENTAL DEL ORÓGENO
ANDINO (32°43'S)**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Javier Antonio Millanao Llopis

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda
Profesional guía: Dra. Luisa Pinto Lincoñir
Profesores Comisión: Dr. Mauricio Espinoza Vargas
Dr. Alfonso Encinas Martín

Concepción, 2023

*A mi mami Eva y mi madre Carolina
Por ser seres de luz y ejemplos de vida para nunca decaer.*

RESUMEN

Entre los 32°4'S y 32°5'S se ubica la Depresión Los Andes-San Felipe, inmediatamente al este de la misma, destaca la zona de falla Pocuro (ZFP) en el borde occidental de la Cordillera Principal como uno de los rasgos estructurales mayores de escala regional, el cual resalta un lineamiento ~NS de más de 100 km de longitud. Desde la década de 1960 se han realizado estudios a cargo de diversos autores que han intentado descifrar la estratigrafía y las características estructurales que presenta, con el fin de poder constreñir su rol en la construcción del orógeno Andino. En el sector de Campos de Ahumada (CDA) se reconoce una zona de transición estructural compleja ya que tanto al sur como al norte de ese sector se reconocen dos dominios estructurales. El dominio reconocido al sur del área está representado por el Sistema de Fallas Cariño Botado, mientras que desde CDA hacia el norte la traza de la falla está representada por dos estructuras principales, la falla Jahuel y la falla Campos de Ahumada, produciéndose un salto hacia el oeste del frente montañoso. Al no haber claridad respecto de la estratigrafía al este de la zona de falla, se produce un problema para entender a qué unidades afecta la deformación, y por otra parte cómo se relacionan estos dos dominios estructurales. El análisis cinemático realizado en este trabajo permitió reconocer sistemas de rumbo ~NW a ~EW con cinemática sinistral, que afectan tanto a rocas mesozoicas como cenozoicas y que podrían constituir zonas de transferencia, permitiendo el traspaso de la deformación de un dominio a otro, y provocando que el frente de deformación se ubique más hacia el oeste desde Campos de Ahumada hacia el norte.

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1. Formulación del problema.....	1
1.2. Hipótesis de trabajo	2
1.3. Objetivos.....	2
1.3.1. Objetivo General.....	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	2
1.4. Ubicación y accesos.....	3
1.5. Metodología de trabajo	4
1.5.1. Trabajo de pre-terreno	4
1.5.2. Terreno.....	4
1.5.3. Trabajo de gabinete	5
1.6. Trabajos anteriores.....	5
1.7. Agradecimientos	8
2. Marco Geológico	9
2.1. Marco geotectónico.....	9
2.1.1. Ciclo andino.....	10
2.2. Morfoestructuras	¡Error! Marcador no definido.
2.3. Marco litoestratigráfico.....	14
2.3.1. Rocas estratificadas	15
2.3.1.1. Formación Cerro Morado.....	15
2.3.1.2. Formación Las Chilcas.....	15
2.3.1.3. Formación Abanico.....	16
2.3.2. Unidades intrusivas	17

2.3.2.1.	Super Unidad Cogotí (Unidad Fredes).....	17
2.3.2.2.	Super Unidad Río Chicharra (Unidad Río Cerro Blanco).....	17
2.4.	Marco estructural	18
2.4.1.	Zona de Falla Pocuro (ZFP)	19
2.4.1.1.	Falla El Zaino	20
2.4.1.2.	Falla Jahuel.....	20
2.4.1.3.	Falla Campos de Ahumada	22
2.4.1.4.	Sistema de fallas Cariño Botado	22
3.	Resultados	24
3.1.	Estratigrafía.....	24
3.1.1.	Sector quebrada El Barro.....	24
3.1.1.1.	Unidad El Barro	24
3.1.1.2.	Columna estratigráfica	35
3.1.1.3.	Discusión de ambiente secuencia sedimentaria	35
3.1.1.4.	Correlación estratigráfica	39
3.2.	Geología estructural.....	42
3.2.1.	Zona occidental.....	43
3.2.1.1.	Estación 1	44
3.2.1.2.	Estación 2 y 3	46
3.2.2.	Zona central	50
3.2.2.1.	Estación 4	50
3.2.2.2.	Estación 5	53
3.2.3.	Zona oriental.....	58
3.2.3.1.	Estación 6	58
3.2.3.2.	Estación 7	60

3.2.3.3. Estación 8	62
3.2.4. Lineamientos	64
3.2.5. Actualización mapa geológico de Jackson-Gain (2023)	66
3.2.6. Mapa estructural área las Cabras – Campos de Ahumada.....	67
4. Discusión	68
5. Conclusiones	79
5.1. Conclusiones generales.....	79
5.2. Limitaciones del estudio y recomendaciones para trabajos futuros.....	80
6. Referencias	81
Anexos	86
A. Descripción de muestras	86
B. Datos estructurales	94

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Mapa de ubicación del área de estudio. En amarillo se enmarca la región de estudio, en rojo la ruta principal desde la ciudad de San Felipe.	3
2.1 Subdivisión en períodos, etapas y subetapas del ciclo tectónico andino, desde el Jurásico Temprano al Presente. Tomado de Charrier et al. (2007).; Error! Marcador no definido.	
2.2 Características geotectónicas del sistema de convergencia andino entre los 15° y 45°S, se muestran los distintos segmentos de primer orden. En rojo se indica el área de estudio. Modificado de Tassara y Yáñez (2003).	13
2.3 Distribución de las distintas unidades morfoestructurales entre los 32° y 33,3°S. Las curvas de nivel en línea gruesa punteada indican la profundidad del plano de Wadati-Benioff (Cahill e Isacks; 1992). En rojo se indica el área de estudio. Modificado de Jara (2014).	14
2.4 Mapa de las principales estructuras reconocidas por estudios previos en la zona de estudio. Corresponden a fallas inversas de vergencia oeste.	19
2.5 Mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Jahuel. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana	

	circular de radio 50 m. (c) Perfil longitudinal y relación pendiente-área de un drenaje que cruza transversalmente la Falla Jahuel. Valores ksn en $m^{0,9}$ calculados para $\theta_{ref} = 0, 45$. (d) Imagen de relieve sombreado de ultra alta resolución del escarpe de las Mesetas de Jahuel. En (d), puntas de flechas blancas indican escarpe. Base topográfica: modelos de elevación digital propios de 4 y 0,1 m/px. Todas las imágenes y descripciones fueron extraídas de Estay (2019).	21
3.1	UTM 355756E, 6377424N. Fotografías de la secuencia inferior de la Unidad El Barro. A) Lava andesítica fracturada e intensamente vetillada, masa fundamental alterada a clorita. B) Ejemplo de afloramiento de lava andesítica fracturada con vetillas de cuarzo secundario y arcillas de 0,5 a 2 cm de espesor.	25
3.2	UTM 355756E, 6377424N. Fotografías de la secuencia inferior de la Unidad El Barro. C) Lavas andesíticas con stockwork de vetillas rellenas con calcita, cuarzo secundario y arcillas. D) Foto de detalle, lava andesítica porfídica. E) Ejemplo de afloramiento, escala poste del cerco (2 m), vista hacia el sureste.	26
3.3	A) a D) Ejemplos de muestras de tobas cristalinas con diferentes tamaños de fragmentos líticos.	27
3.4	UTM 356765E, 6377518N. E) y F) Ejemplos de muestras de mano de tobas cristalinas con diferentes tamaños de fragmentos. G) Afloramiento de tobas cristalinas, vista hacia el sur.	28
3.5	UTM 356239E, 6377409N. H) Afloramiento de tobas cristalinas de lapilli, vista hacia el este.	29
3.6	Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. A) Toba lítica. B) Afloramiento de toba lítica en A). C) Toba lítica. D) Afloramiento de toba lítica en D) vista hacia el este. E) UTM 357507E, 6377348N. Afloramiento de brecha volcánica (nivel guía), vista hacia el oeste.	31
3.7	UTM 357516E, 6377464N. Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. Afloramiento de la secuencia sedimentaria sobreyacida por brecha volcánica (nivel guía), vista hacia el este. G) Afloramiento de la secuencia sedimentaria, vista hacia el este.	32
3.8	Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. A) Afloramiento de brecha volcánica. B) Acantilados de la brecha volcánica reconocida como nivel guía. C), D) y E) Arenisca lítica gruesa a conglomerádica con laminación paralela. F) Ortoconglomerado de bloques subangulosos a subredondeados.	33
3.9	UTM 357516E, 6377464N. G) Afloramiento secuencia sedimentaria, vista hacia el sureste. H) Afloramiento de ortoconglomerados y areniscas líticas gruesas a conglomerádicas, vista hacia el sureste.	34
3.10	Ejemplos de secuencias aluviales idealizadas y desarrolladas en contextos tectónicos diversos.	36
3.11	Columna estratigráfica Unidad El Barro	38
3.12	Extensión hacia el norte del nivel guía desde el estero San Francisco hasta la quebrada El Barro. Mapa realizado a partir de Google Earth.	39
3.13	Correlación entre la columna de la Unidad El Barro y la columna generalizada del estero San Francisco. Columna modificada de Canales (2021).	41
3.14	Mapa con las distintas subáreas de trabajo, localidades y también se indican las fallas propuestas por otros autores en el área (Machuca, 2017; Jackson-Gain et al., 2023; Pérez, 2023).	43
3.15	A) Plano 2. B) Plano 3. C) Plano 4. D) Plano 5.	45

3.16	Estereograma de los planos medidos y plano solución de la falla	45
3.17	UTM 352986E, 6377473N. Afloramiento muy fracturado, presenta diversos planos discretos de fallas de rumbo, con estrías de bajo ángulo. Falla normal observada (plano 1: 272°/72°).	46
3.18	1) Fallamiento de rumbo con orientación 244°/88°, cinemática sinestral. 2) Fallamiento de rumbo con orientación 215°/88°, cinemática sinestral.	46
3.19	UTM 352803E, 6377371N. A) Mineralización de Ox. de Cu. asociada a estructura de rumbo EW y alto ángulo de manteo hacia el norte, intrusivo (al sur, cortando ocoítas de la Formación Cerro Morado al este). B) Labor minera con piques orientados a 70°, en las paredes de la labor se observan planos discretos con estrías de falla de muy bajo ángulo de rake, evidencia movimientos en el rumbo.	47
3.20	UTM 352752E, 6377953N. A) Labor minera, muestra mineralización asociada a estructura de orientación EW y de alto ángulo. B) Vista hacia el norte, muestra mineralización asociada a estructura NS, paralela a la falla Jahuel de orientación NS.	48
3.21	UTM 352752E, 6377953N. C) Detalle labor minera (Figura 3.12 B) de orientación NS, paralela a la Falla Jahuel, en el sector de Las Bandurrias.	49
3.22	UTM 353775E, 6377371N. Afloramiento Estación 4. Entrada a un pique minero de orientación EW, con estrías de falla en sus paredes.	51
3.23	A) Plano 1. B) Plano 2. C) Plano 3. D) Plano 4. Las flechas indican el movimiento del bloque faltante en la dirección de la estría. Cinemática basada en los espacios dejados producto del cizalle y la posterior precipitación de óxidos de Cu y Fe, en algunos casos epidota, en dichos espacios. E) Plano 5, falla principalmente normal con rumbo EW.	52
3.24	Datos estación 4. A) Plano 1, falla normal y cinemática dextral. B) Planos 2 al 5, fallas de orientación 290°/75° aproximadamente, con cinemática principalmente sinestral, a excepción del plano 5 que indica un movimiento principalmente normal, con rumbo EW.	53
3.25	UTM 353748E, 6377329N. A) y B) Fotos del afloramiento de la estación 5, secuencia de fotos de sur a norte. Macizo rocoso altamente fracturado con alteración hidrotermal de epidota y arcillas.	54
3.26	UTM 353748E, 6377329N. C) Continuación hacia el norte de la secuencia de fotos del afloramiento de sur a norte. En el martillo, se observan estrías de falla subhorizontales. D) Plano 7. E) Plano 14.	55
3.27	F) Plano 10. G) Plano 12.	56
3.28	A) Estereograma planos de falla 1, 2, 4, 5, 7, 8, 11 y 13. B) Estereograma planos de falla 3, 6, 9, 10, 12 y 14.	56
3.29	UTM 353876E, 6377838N. Falla sinestral, de orientación 285°/80°. La línea roja marca el contacto entre la Formación Cerro Morado (al NW) y la Formación Las Chilcas (al SE).	57
3.30	UTM 355953E, 6377536N. Espejos de falla de la estación 6. A) Afloramiento estación 1, vista hacia el este.	59
3.31	Espejos de falla de la estación 6. D) Plano 3. E) Plano 4. F) Población de fallas EW y el plano solución de la falla. G) Plano 5.	60
3.32	UTM 356101E, 6377423N. A) Afloramiento rocoso en la ladera sur de la quebrada. B) Plano 2. C) Plano 3. D) Estereograma estación 7.	61

3.33	UTM 357344E, 6377375N. Afloramiento de la estación 8, ubicado en la ladera sur de la quebrada. 30 m de alto aproximadamente.	62
3.34	A) Núcleo de la falla, presenta estrías de cizalle y también crecimiento de fibras recristalizadas. B) y C) muestran el fallamiento de rumbo con cinemática dextral, evidenciado en fibras recristalizadas de sílice, las flechas indican el movimiento del bloque faltante.	63
3.35	Estereograma fallas medidas en la estación 8.	64
3.36	Mapa de lineamientos reconocidos en el área de estudio.	65
3.37	Mapa y perfil geológico área Las Cabras – Campos de Ahumada.	66
3.38	Mapa estructural de la zona de estudio.	67
4.1	Mapa geológico del entorno de la Depresión Los Andes-San Felipe, extraído y modificado de Said, A. (2021). La leyenda se remite a las unidades que afloran en el área indicada con rectángulo rojo.	68
4.2	Mapa y perfil geológico del sector de Campos de Ahumada (Machuca, 2017).	70
4.3	UTM 354135E, 6378903N. Vista hacia el norte, frente a la ladera sur del Cerro El Cántaro.	71
4.4	A) UTM 354135E, 6378903N. Vista hacia el norte del cerro El Cántaro, se puede apreciar en perspectiva el contacto levemente discordante entre las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas. B) Vista panorámica hacia el sur, en el recuadro rojo se observa el contacto entre las formaciones Cerro Morado al W y Las Chilcas al E.	72
4.5	Perfil estructural balanceado Pérez, C. (2023). En el rectángulo rojo se indica el área de estudio.	73
4.6	Fallas de transferencia, extraído de Fossen, H (2010).	74
4.7	Mapa geológico y estereogramas de las fallas.	75
4.8	Comparación de los resultados obtenidos con el mapa de Taucare et al., (2022). Recuadro azul indica el área de estudio. Recuadro rojo indica intrusivos alineados y no deformados en la traza de fallas.	76

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA	PÁGINA
1	Tabla de categorización de la confiabilidad de los datos. 42
2	Tabla resumen con los datos obtenidos de las estaciones E1, E2 y E3. 44
3	Tabla resumen de los datos de las estaciones E4 y E5. 50
4	Tabla resumen de los datos de las estaciones E6, E7 y E8. 58

1. Introducción

1.1. Formulación del problema

A la latitud de los $\sim 33^\circ\text{S}$, en el borde occidental de los Andes Centrales, se reconoce un contexto geodinámico compresivo, correspondiente al límite sur del segmento *flat slab* Pampeano, asociado a la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Ramos et al., 2002). Específicamente, entre los 32° y 33°S , en el flanco occidental de la Cordillera Principal, destaca un rasgo estructural de escala regional (~ 100 km de largo), denominado Zona de Falla Pocuro (ZFP) (Rivano, 1996), el cual alberga sistemas de fallas inversas cuyo rumbo va de NS a $\text{N}20^\circ\text{E}$, éstas tienen un alto ángulo de manteo, con vergencia al oeste, y en parte presentan movimiento en el rumbo con cinemática dextral (Campbell, 2005). Además, en torno a la traza de la zona de falla, en las inmediaciones de Campos de Ahumada ocurren rasgos geomorfológicos deformados (Estay *et al.*, 2023).

La ZFP se ubica en el borde occidental de la Cordillera Principal, al este de la Depresión Los Andes-San Felipe. En particular, el sector de Campos de Ahumada ($34^\circ 44'\text{S}$), representa un punto de transición estructural complejo dentro de la ZFP, en donde se reconocen dos dominios estructurales. En la zona inmediatamente al sur de Campos de Ahumada, hacia el estero San Francisco, la traza de la zona de falla parece estar acotada a la traza del Sistema de Fallas Cariño Botado, el cual presenta actividad cuaternaria (Estay *et al.*, 2023). En la contraparte, desde Campos de Ahumada hacia el norte, el frente montañoso se ubica al menos 4 km más hacia el oeste con respecto a la parte sur, en donde la ZFP pareciera dispersarse y ramificarse en al menos dos fallas principales y paralelas con rumbo $\sim\text{NS}$, representadas de este a oeste por la falla Campos de Ahumada, la falla Jahuel (Figura 1.1) (Machuca, 2017) y la falla El Zaino (Pérez, 2023). Estas últimas montan, respectivamente, rocas de la Formación Abanico (Oligoceno-Mioceno Inferior, $\sim 34\text{-}19$ Ma) por sobre la Formación Las Chilcas (Albiano medio-Campaniano temprano, $\sim 105\text{-}82$ Ma), rocas de la Formación Cerro Morado (Aptiano tardío-Albiano temprano, $\sim 116\text{-}106$ Ma) por sobre la Formación Las Chilcas y la última afecta a rocas de la Formación Las Chilcas hacia el norte, fuera del área de estudio y a rocas de la Formación Cerro Morado en el extremo occidental del área de este trabajo.

Nuevos estudios estratigráficos (Canales, 2022) y geocronológicos (Jackson-Gain et al.,

2022) han identificado rocas cenozoicas al este de la ZFP, en el sector del estero San Francisco y Campos de Ahumada alto respectivamente; sin embargo, en el área comprendida para este trabajo no hay claridad sobre la estratigrafía al este de la ZFP y tampoco hay un modelo estructural que permita relacionar estos dos dominios.

Por ello, en este trabajo se busca realizar un análisis estructural de la ZFP, el cual, apoyado en un estudio estratigráfico al este de la zona de falla, como medio para identificar claramente cuáles y cómo han sido deformadas las distintas unidades presentes en esta zona de transición compleja.

1.2. Hipótesis de trabajo

Como hipótesis de investigación se postula que en el sector de Campos de Ahumada existen estructuras de transferencia representadas por fallas con un alto componente de movimiento en el rumbo, que permiten el traspaso de la deformación más hacia el oeste desde Campos de Ahumada hacia el norte, relacionando los dominios estructurales del norte y sur del área.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Analizar la evolución geológica neógena, desde un punto de vista estructural y estratigráfico, del frente Andino Occidental en el sector de Campos de Ahumada (34°44'S).

1.3.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar la estratigrafía al este de la ZFP en el sector de Campos de Ahumada y correlacionar con unidades formales previamente definidas.
2. Identificar los distintos dominios estructurales en la zona norte y sur de Campos de Ahumada y describir las estructuras presentes para determinar si existe una conexión entre estos.

1.4. Ubicación y accesos

La zona de estudio se ubica en un sector limítrofe entre las comunas de Santa María y San Esteban, pertenecientes a las provincias de San Felipe y Los Andes respectivamente, Región de Valparaíso, Chile, a 80 km al noreste de Santiago. Está emplazada en el flanco occidental de la Cordillera Principal, cuya altitud promedio en el área es de 1000 m s.n.m. Para llegar al área de investigación por vía terrestre, desde la ciudad de San Felipe, se empalma la calle Tocornal en dirección a San Esteban, en donde se vira al noreste por la calle Fonceas (ruta E-745) hasta llegar a la calle San Regis (ruta E-755), continuando hacia la localidad de Lo Calvo, hasta llegar al cruce con la ruta E-795 en dirección hacia Campos de Ahumada.

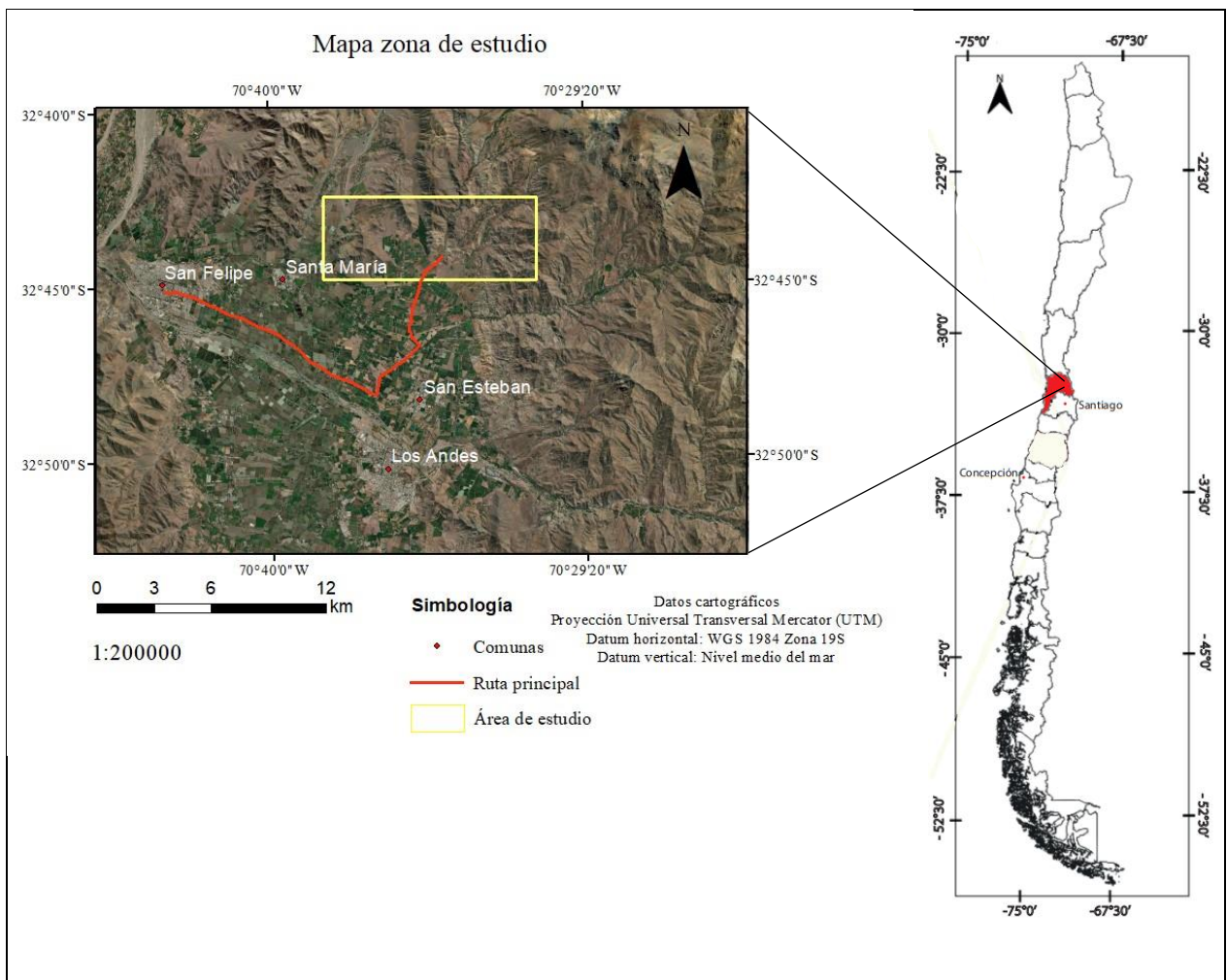


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio. En amarillo se enmarca la región de estudio, en rojo la ruta principal desde la ciudad de San Felipe.

1.5. Metodología de trabajo

La metodología de trabajo fue dividida en tres fases, estas son las etapas de pre-terreno, terreno y gabinete.

1.5.1. Trabajo de pre-terreno

- Recopilación de información bibliográfica, para la contextualización en términos de la geología regional, geología estructural y la estratigrafía descrita en la zona de estudio y sus alrededores.
- Estudio de imágenes satelitales disponibles en “Google Earth” e imágenes Bing obtenidas desde “SAS Planet”. Con el fin de poder identificar previo a la etapa de terreno, lugares que representen un interés geológico estructural reconocibles por aspectos morfológicos y/o cambios litológicos a través de fotointerpretación.
- Preparación y planificación de material para ser utilizado en la etapa de terreno. Se trabajó con Modelos de Elevación Digital (DEM), de media y alta resolución. Principalmente obtenidos del satélite Alos Palsar (12,5 m de resolución por píxel) y un DEM de alta resolución (4 m de resolución por píxel) que cubre más de un 90% del área total estudiada.

1.5.2. Terreno

Se realizaron tres campañas de terreno, una campaña de dos días durante el mes de enero del año 2023, los días, jueves 19 y sábado 21 en el sector de Campos de Ahumada y quebrada El Barro respectivamente, estas campañas permitieron, reconocer aspectos morfológicos del área de estudio y también posibles estructuras reconocibles en superficie. Posteriormente hubo otra campaña, el día jueves 26 de enero de 2023, en Campos de Ahumada, cuyo objetivo consistió en reconocer la estratigrafía del área y visitar puntos de interés estructural, a modo de definir una metodología de toma de datos para una campaña más extensa.

Finalmente se realizó una campaña de terreno de nueve días, entre el domingo 9 y lunes 17 de abril en los sectores de Campos de Ahumada, Las Bandurrias y Las Cabras, con la finalidad de:

- Caracterizar la geología local, reconocer y describir la estratigrafía al este de la ZFP.

- Levantar columnas estratigráficas de las unidades reconocidas en el sector este de Campos de Ahumada.
- Caracterizar estructuras definiendo estaciones de tomas de datos, a través de un datum completo (azimut, buzamiento, rake, cinemática) para su posterior análisis en gabinete.

1.5.3. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en procesar los datos obtenidos en las campañas de terreno, con el objetivo de:

- Correlacionar la estratigrafía de las columnas estudiadas con otros trabajos, a partir de criterios de comparación litoestratigráficos, nivel guía y posición esperada en la columna.
- Realizar un análisis cinemático de las principales estructuras y secundariamente establecer la naturaleza de los campos de deformación que dieron origen a las estructuras observadas en el software FaultKin 8.
- Integrar la información en un mapa geológico utilizando como base el mapa geológico 1:100000 de Said (2021).

1.6. Trabajos anteriores

En 1958, Thomas, H. Realiza un reconocimiento geológico en la región comprendida entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga a lo largo de la cordillera de la costa, con el fin de permitir comprender mejor la estratigrafía, litología y estructuras geológica de la región.

En 1960, Aguirre, L. Publica uno de los primeros estudios a nivel regional en la provincia de Aconcagua entre los 32°45'S y 33°6'S, aproximadamente, presentando resultados a nivel de estratigrafía, litologías y estructuras de la región andina de la provincia de Aconcagua. Asigna edades cretácicas superiores para las formaciones Abanico y Farellones. Desde un punto de vista estructural, reconoce la existencia de una falla de dirección NS, ubicada al este de la ciudad de Los Andes y cuyo rechazo estimado alcanza los 2000 m, lo que produjo el levantamiento relativo del bloque oriental.

En 1962, Carter, W. y Aliste, N. Publican información respecto al contexto estratigráfico regional. Definen la Formación Cerro Morado al norte del valle de Catemu, en la provincia de Aconcagua, reconociendo un contacto discordante con la subyacente Formación Veta Negra.

En 1965 Carter, W. y Aguirre, L. Dividen la provincia de Aconcagua en tres provincias estructurales principales, la Cordillera de la Costa, el graben del Valle Central y la Cordillera de Los Andes. Mencionan que el graben del valle central se encuentra limitado al oeste y al este por las zonas de falla Los Ángeles y Pocuro, marcando el límite con la Cordillera de la Costa y los Andes, respectivamente.

En 1985, Rivano *et al.*, presentan nuevos antecedentes geocronológicos de grupos de intrusivos que afloran entre los 31°-32°S y que se emplazan en directa relación con unidades mesocenoicas. Identifican franjas norte sur que se evidencian un rejuvenecimiento de edades de oeste a este.

En 1993, Rivano *et al.*, publican las Hojas Quillota y Portillo, cuyo mapa de escala 1:250000 muestra en el entorno del sistema estructural Pocuro unidades volcánicas mesozoicas, y en 1996, Rivano *et al.*, publican el informe escrito, que indica un contacto por la Falla Pocuro entre las formaciones cretácicas Las Chilcas al oeste y Pelambres al este, ambas con gran similitud litológica y posición litoestratigráfica similar.

En 2002, Charrier *et al.*, presentan nueva información acerca de las implicancias tectónicas que tienen los depósitos de las unidades cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones, en particular, se sugiere que la depositación de la Formación Abanico está relacionada con extensión cortical y su deformación se debe a la inversión tectónica sufrida, durante el cierre de la cuenca.

En 2006 Fock *et al.*, presentan evidencias obtenidas en la Falla infiernillo, inversa de vergencia oeste, en el sector de la cuesta Chacabuco al norte de Santiago, que define el contacto mesocenoico entre la Formación Lo Valle y la cabalgante Formación Abanico, estas apoyan la tesis de una etapa extensional durante el Oligoceno contemporánea al depósito de la Formación Abanico, y una etapa compresional durante el Mioceno Inferior que invirtió parcialmente esta estructura, previo a la depositación de la Formación Farellones.

Boyce, D. En 2015, presenta nuevos antecedentes cronoestratigráficos y estructurales, permitiendo acotar las edades de depositación de los distintos miembros de la Formación Las Chilcas, reconociéndola como depósitos sinorogénicos de una cuenca de antepaís proximal, acumulados durante un evento de inversión que ocurrió desde los 105 a 80 Ma.

En 2017, Machuca, C. Realiza un estudio estructural y estratigráfico en el entorno del sistema estructural Pocuro, reconociendo en el sector de Campos de Ahumada, deformación asociada al sistema principal NS, que afecta tanto a unidades mesozoicas y cenozoicas, reconociendo sistemas de fallas inversas con vergencia oeste en la localidad de Jahuel y Campos de Ahumada.

En 2021, Said, A. Recopila toda la información geológica disponible en el área comprendida entre los 32°-33°S y la sintetiza en un mapa geológico de escala 1:100000, además realiza una actualización de las unidades litoestratigráficas del área a partir del estudio de bandas espectrales de imágenes satelitales.

En 2022, Canales, A. Realiza un estudio estratigráfico entre el estero San Francisco y el río Aconcagua (~32°5'S), correlacionando unidades cenozoicas al este de la zona de falla Pocuro.

En 2023, Jackson-Gain *et al.*, presenta una actualización al mapa de Said, A. (2021), en base a edades radiométricas (U/Pb) obtenidas en circones en la vertiente occidental de la Cordillera Principal, con implicancias estratigráficas.

1.7. Agradecimientos

Este trabajo fue financiado principalmente por el proyecto Fondecyt Regular N°1200871 a cargo de la titular Dra. Luisa Pinto Lincoñir, y secundariamente por el proyecto Fondecyt Iniciación N° 11180509 dirigido por el Dr. Joaquín Cortés Aranda.

Expresar mi más sincero agradecimiento a mi profesor patrocinante Dr. Joaquín Cortés Aranda por su inmensa confianza depositada en mi persona, por permitirme abrir posibilidades de desarrollo personal en el mundo académico, ha sido un privilegio conocer y aprender de un gran geólogo cómo él.

Quiero agradecer a la Dra. Luisa Pinto, mi profesora cogaña de este trabajo de memoria, quien abnegadamente me ha brindado oportunidades de desarrollo académico, con su entrega de conocimientos y apoyo incondicional en todo momento, que sin duda han sido fundamentales y han aportado de manera invaluable a mi crecimiento personal.

Gracias a los funcionarios del Departamento de Ciencias de la tierra, por brindarnos un ambiente familiar y acogedor.

Agradecer al equipo Mountain Building, por el tremendo compañerismo de sus integrantes y constante contribución a la discusión de ideas.

Extender los agradecimientos a Catalina Rivera y Camilo Pérez, quienes me acompañaron en arduas jornadas de terreno, subiendo cerros y compartiendo sus conocimientos para poder llevar a buen término esta investigación.

No puedo dejar de expresar mi inmenso cariño a Carolina González, quien me acogió en su casa durante 5 años en Concepción, me hizo sentir como su hijo y es algo de lo cual estaré siempre agradecido.

Finalmente agradecer a mi familia, por estar incondicionalmente apoyándome y confiando en mis capacidades, a mi hermano Camilo por ser un soporte moral y ejemplo a seguir, a mi padre Juan Manuel, mi mentor y ejemplo de vida, a mi madre por ser esa chispa de luz inagotable que me da fuerzas hasta en los momentos más oscuros, a mi hermana Gugú por su compañía y fraternidad incondicional y a mi hermano Italo quien siempre ha estado presente en los momentos importantes de mi vida.

2. Marco Geológico

2.1. Marco geotectónico

Chile está ubicado en el margen occidental de Sudamérica, en donde, la cordillera de los Andes Centrales representa un ejemplo clásico de procesos asociados a la formación de montañas, en este caso, dado por la subducción de una placa oceánica bajo un margen continental (Somoza, 1998). Corresponde a un cordón montañoso de 4300 km de longitud, formado por distintos procesos relacionados a un margen continental activo, dado por la convergencia hacia el este de la placa oceánica de Nazca, la cual subducta bajo la placa continental Sudamericana, configuración que se mantiene al menos desde el Jurásico Inferior (Oliveros *et al.*, 2018), por cierto, esta configuración ha tenido variaciones en el Mesozoico y Cenozoico (Somoza, 2018). El área de estudio se ubica en el límite sur del segmento de subducción plana o *flat slab* Pampeano que se desarrolla entre los $\sim 27^{\circ}\text{S}$ y 33°S (Ramos *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2007), dicha configuración del *slab* está relacionado probablemente a la mayor flotabilidad litosférica presentada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Pardo *et al.*, 2002). El ángulo de subducción de la placa de Nazca es casi subhorizontal ($<10^{\circ}$) y se extiende hacia el este por cientos de kilómetros a profundidades cercanas a los 100 km (Cahill y Isacks, 1992) con una tasa de convergencia de ~ 7 cm/año (Somoza, 1998). Se puede asociar a la subducción de la dorsal de Juan Fernández, la ausencia de volcanismo activo reciente y la ausencia de la Depresión Central, esto sería indicativo de un control de la morfología, el magmatismo y la tectónica (Charrier *et al.*, 2007).

Las variaciones en la interacción de las placas se deben a cambios en el ángulo de convergencia, la tasa de convergencia y el ángulo de subducción, entre otros, los cuales son los principales modeladores de la cordillera andina. Se pueden nombrar tres etapas que configuran una larga historia geológica, que antecede a los procesos que ocurren actualmente en el margen andino. La primera etapa ocurre durante el Proterozoico Tardío al Paleozoico Tardío, en la cual se produjeron numerosos eventos de *rifting* y colisión de terrenos que definieron la configuración tectónica global (Ramos, 2009).

La segunda etapa ocurre entre el Paleozoico Tardío y el Mesozoico Temprano (Pérmico Superior tardío- Jurásico Inferior temprano) y se denomina “Ciclo Pre-Andino” (Charrier *et al.*, 2007) en esta etapa se forman las características cuencas extensionales triásicas de orientación

NNW (Charrier, 1979), posiblemente asociadas a un evento de *rollback* de la placa subductante, dado por un aumento del ángulo de subducción (Charrier *et al.*, 2007; Oliveros *et al.*, 2020).

La tercera etapa corresponde al denominado “Ciclo Andino”, ocurre durante el Mesozoico y comprende los últimos procesos modeladores de la cordillera andina, dado por varias etapas de compresión y extensión, que han definido los mayores rasgos morfoestructurales actuales desde el Triásico en adelante (Coira *et al.*, 1982; Astaburuaga, 2014).

El Ciclo Andino puede ser dividido en tres etapas, cada una con sus subetapas tal como se indica en la figura (Figura 2.1).

CICLO TECTÓNICO ANDINO			
Periodos*	Etapas**	Subetapas**	Edad
Periodo tardío	Tercera etapa		Paleógeno tardío al Presente
	Segunda etapa	Segunda subetapa	Paleógeno Temprano (Paleoceno-Eoceno Temprano)
		Primera subetapa	Cretácico Temprano tardío al Cretácico Tardío
Período temprano	Primera etapa	Segunda subetapa Primera subetapa	Kimmeridgiano-Titoniano a Albiano Jurásico Temprano tardío al Kimmeridgiano

* Subdivisión según Coira *et al.* (1982)
 ** Subdivisión según Charrier *et al.* (2007)

Figura 2.1 Subdivisión en períodos, etapas y subetapas del ciclo tectónico andino, desde el Jurásico Temprano al Presente. Tomado de Charrier *et al.* (2007).

2.1.1. Ciclo andino

Esta **primera etapa** comprende desde Jurásico Inferior al Cretácico Inferior (*ca.* 90 Ma) y puede ser subdividida en dos subetapas; **primera subetapa** desde el Jurásico Inferior (Pliensbaquiano) al Kimmeridgiano (*ca.* 40 Ma) y la **segunda subetapa** del Kimmeridgiano al Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano) (*ca.* 50 Ma).

Estas subetapas están caracterizadas por ser períodos que conllevan cambios paleogeográficos importantes.

La **primera subetapa** corresponde a un periodo extensional dado por una intensa actividad magmática en el arco de orientación norte-sur ubicado actualmente en la Cordillera de la Costa,

esto está sumado al desarrollo un ciclo marino transgresivo-regresivo en la cuenca de trasarco con abundante sedimentación al este de dicho arco.

La **segunda subetapa** caracteriza por presentar una menor actividad en la zona del arco y un nuevo ciclo transgresivo-regresivo en la cuenca de trasarco.

La **segunda etapa** evidencia cambios en las condiciones geotectónicas, tal como el cambio de subducción de un “tipo Marianas” a una de “tipo Chileno” (Mpodozis y Allmendinger, 1992), que conllevan al desarrollo de la Fase Compresiva Peruana o Subhercínica a finales del Cretácico Temprano, esto está relacionado probablemente con la subducción bajo la placa Sudamericana del *rift* que separaba las placas de Farallón y Aluk (Boyce, 2015), junto a una alta tasa de convergencia entre la placa Farallón y Sudamericana debido a las altas tasas de expansión de las dorsales oceánicas del Atlántico Sur (5 cm/año) y del Pacífico Sur (10 cm/año), constituyen las tasas de expansión más elevadas del Mesozoico, debido a esto el arco migra paulatinamente al este, hacia la posición actual del borde oriental de la Cordillera de la Costa (Larson y Pitman, 1972). Dado el contexto compresivo durante esta etapa, el relleno sedimentario (Jurásico a Cretácico Temprano) de la cuenca de trasarco sufre alzamiento y erosión. Esto marca el límite entre el período temprano y el período tardío del ciclo tectónico Andino previamente definido por Coira *et al.* (1982).

Durante el Cretácico Tardío, cambia el ángulo de convergencia entre la placa Farallón y Sudamérica a una dirección ENE, permitiendo el desarrollo de transcurrancia dextral a lo largo de fallas NS (Charrier *et al.*, 2007; Boyce, 2015).

Las sucesiones que se depositan durante esta etapa generalmente muestran dos inconformidades relacionadas a los eventos tectónicos, las cuales se ubican en el límite Cretácico Temprano-Cretácico Tardío (Fase Peruana) y otra en el límite Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano (Fase Incaica I o evento tectónico K-T), está relacionado a un aumento de las tasas de convergencia y a una ortogonalización de la dirección de convergencia de la subducción.

La **tercera etapa** comienza con el evento tectónico ocurrido en el Eoceno Temprano, que tiene por nombre Fase Incaica Principal o Fase Incaica II (Charrier y Vicente, 1972), este junto a otros eventos tectónicos permite que ocurra un intenso alzamiento del orógeno Andino, con el desarrollo de las unidades morfoestructurales reconocidas actualmente en la región, en donde se alcanzó la posición del arco volcánico actual (Charrier *et al.*, 2007).

Durante esta etapa, en particular durante el Mioceno Temprano, el segmento del *ridge* de Juan Fernández de orientación noreste, colisiona con el margen Andino ortogonalizándose el

ángulo de convergencia de las placas Nazca y Sudamérica desde los 26 Ma, desde el límite con Perú en el norte de Chile, alcanzando, dicho contacto de colisión, su posición actual frente a las costas de Chile con una tasa desplazamiento hacia el sur de 200 km/Ma (Charrier *et al.*, 2007).

Posterior a la Fase Incaica II, durante el Eoceno tardío, vino un periodo extensional en la cual se produjo una migración del arco hacia el este (Charrier *et al.*, 2007). Durante (<37~23 Ma) este período se depositaron las facies asociadas al magmatismo de arco, acumuladas en la cuenca extensional de Abanico (Charrier *et al.*, 2005). Entre los 32° y 35°S se depositaron secuencias de lavas de composición riolítica, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios subordinados, agrupados en la Formación Abanico (Fock *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007).

A partir de los *ca.* 23 Ma, se produce nuevamente un evento compresivo en el límite Oligoceno tardío-Mioceno Inferior, esto está directamente relacionado a la inversión de la cuenca de Abanico y se produce a través de la inversión parcial de las fallas que limitaban el desarrollo inicial de esta cuenca extensional, lo cual en el área de estudio de este trabajo a la latitud de los 32°5'S está dado por el Sistema Estructural Pucuro (SEP). De manera sincrónica a partir de este evento compresivo dado por un aumento de la tasa de convergencia que dura hasta los ~12 Ma, se deposita la Formación Farellones, y se debe a una ortogonalización (N80°E) de la convergencia entre la placa oceánica que subducta bajo el continente.

Finalmente, a lo largo del Mioceno hasta el Presente la velocidad de convergencia entre la placa de Nazca y el margen continental disminuyó paulatinamente, manteniéndose la compresión y relativamente la misma dirección del vector de convergencia hasta el Presente (Estay *et al.*, 2019).

2.2. Morfoestructuras

Una división a escala continental y de primer orden respecto de la segmentación andina corresponde a la mencionada en la publicación de Tassara, A. y Yáñez, G. (2003). El área de estudio se ubica en el límite sur del segmento de los Andes Centrales (15°-33,5°S) (Figura 2.2), que limitan al sur con los Andes del Sur. Dicha división se basa en las diferencias morfológicas y tectónicas que ocurren en la intersección de dorsales oceánicas con el margen continental (Auboin *et al.*, 1973b; Gansser, 1973).

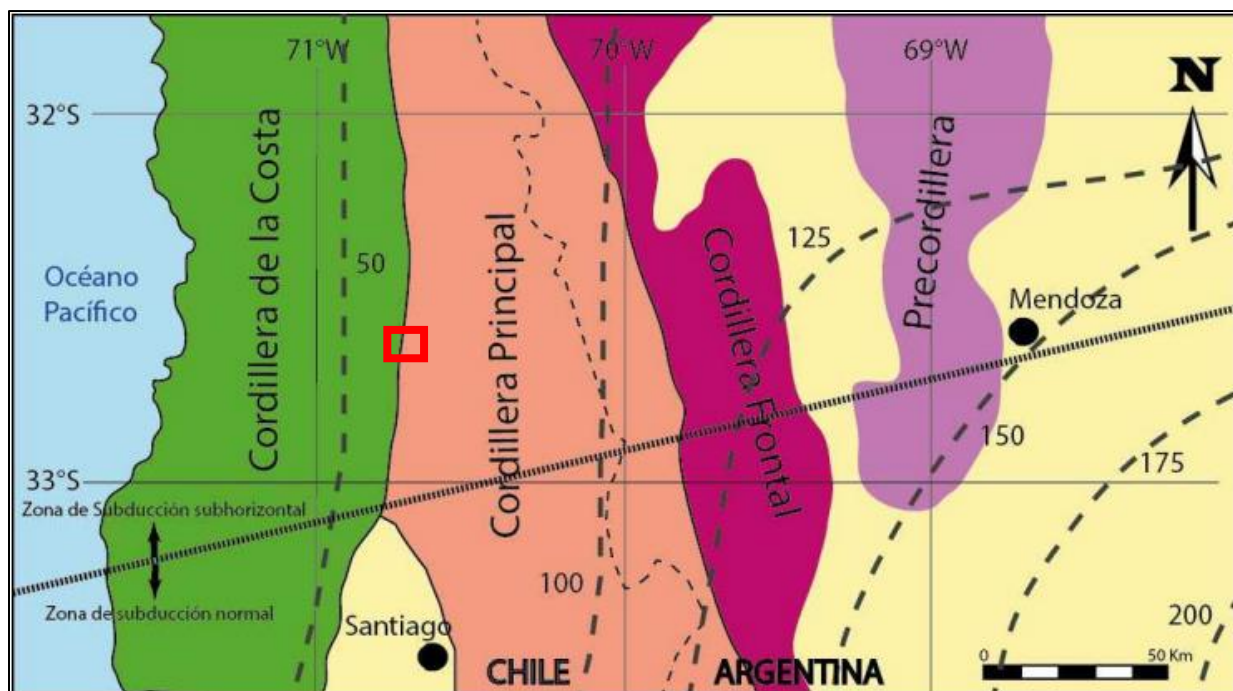


Figura 2.3 Distribución de las distintas unidades morfoestructurales entre los 32° y 33,3°S. Las curvas de nivel en línea gruesa punteada indican la profundidad del plano de Wadati-Benioff (Cahill e Isacks; 1992). En rojo se indica el área de estudio. Modificado de Jara (2014).

2.3. Marco litoestratigráfico

El área de estudio se ubica en los alrededores de la Depresión Los Andes-San Felipe (DLS) y en términos de la geología regional, los principales afloramientos corresponden a rocas estratificadas del Mesozoico y Cenozoico, las cuales se distribuyen a lo largo de los límites oriental y occidental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, respectivamente. En cuanto a la estratigrafía, las unidades formales que afloran en el área corresponden a secuencias volcánicas y sedimentarias mesozoicas de la Formación Cerro Morado, la Formación Las Chilcas y la Formación Lo Valle. Estas secuencias infrayacen a rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones, constituidas principalmente por depósitos volcánicos y volcanoclásticos.

Estas unidades estratificadas se encuentran intruidas por rocas plutónicas dispuestas en franjas NS que decrecen en edades hacia el este. Corresponden a la Superunidad Cogotí, en la que se incluyen las unidades San Lorenzo y Fredes de edades Cretácico Superior, y rocas neógenas de la Superunidad Río Chicharra, con las unidades Río Cerro Blanco, Portezuelo del Azufre y Tambillos.

A continuación, se presentarán las unidades estratificadas e intrusivas que afloran en el lugar investigado en base a los trabajos previos recientes, realizados por Machuca, C. (2017); Said, A. (2021); Canales, A. (2022); Pérez, C. (2023) y Jackson-Gain *et al.* (2023).

2.3.1. Rocas estratificadas

2.3.1.1. Formación Cerro Morado

Esta unidad aflora en la parte oriental de la Cordillera de la Costa en Chile central y se extiende hasta el borde occidental de la Cordillera Principal. Fue definida por Carter, W. y Aliste, N. (1962) como una secuencia principalmente volcánica de rocas verdosas, compuestas por tobas y brechas, no obstante, en la base ocurren lentes de conglomerados. Presenta intercalaciones de andesitas porfíricas, similares a las rocas del Miembro Ocoa de la infrayacente Formación Veta Negra, cuyo contacto es discordante (Carter y Aliste, 1962). Sin embargo, Thomas, H. (1958) y Rivano *et al.* (1993) señalan que esta formación se dispone en aparente concordancia sobre el miembro Ocoa de la Formación Veta Negra y la incluyen en la base de la Formación Las Chilcas. El contacto superior está dado por una discordancia con la Formación Las Chilcas.

Tiene un espesor estimado de ~1800 m y se le ha asignado una edad Aptiana tardía- Albiana temprana (115-106 Ma) según Boyce, D. (2015).

2.3.1.2. Formación Las Chilcas

Definida por Thomas, H. (1958) como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias de gran variedad litológica, compuesta por coladas de andesitas, brechas y sucesiones sedimentarias de lutitas rojas intercaladas con tobas y brechas, areniscas y conglomerados de rodados muy gruesos de color marrón. Tiene un espesor estimado de 6000 m según Thomas, H. (1958) y según Boyce, D. (2015) presenta una potencia de ~3000 m. Aflora en Jahuel, al oeste de la falla homónima, y en el sector de Campos de Ahumada al oeste de la traza de la falla Pocuro (Machuca, 2017).

Se divide en cuatro miembros los cuales de base a techo son los siguientes y presentan las siguientes litologías características (Boyce, 2015):

- Miembro Pitipeumo (105-100 Ma): Calizas, areniscas, lavas y conglomerados medios de buen redondeamiento.
- Miembro Tabón (100-93 Ma): Brechas, conglomerados masivos y algunas intercalaciones de areniscas hacia el techo.
- Miembro Ñilhue (92-90 Ma): Calizas, margas, calcilitas y calcarenitas.
- Miembro El Calvario (90-82 Ma): Conglomerados, areniscas y tobas que gradan hacia arriba a andesitas brechosas, conglomerados y potentes niveles de brechas volcánicas y sedimentarias.

El contacto con la infrayacente Formación Cerro Morado se define como discordante (Carter y Aliste, 1962), por otro lado, infrayace a la Formación Lo Valle en algunas zonas en contacto discordante (Thomas, 1958; Boyce, 2015) y también concordante (Carter y Aliste, 1962). Se considera una edad de 105-82 Ma para esta formación según Boyce, D (2015).

2.3.1.3. Formación Abanico

Definida por Aguirre, L. (1960) como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas terrígenas. En el área de estudio aflora como una secuencia de naturaleza principalmente volcánica y piroclástica, compuesta por sucesiones de lavas y brechas volcánicas de composición básica a intermedia, secuencias de tobas de composición ácida e intercalaciones sedimentarias subordinadas (Charrier *et al.*, 2002; Fock 2005; Machuca, 2017), con una potencia cercana a los 3000 m (Canales, 2022).

Se dispone en discordancia erosiva sobre la Formación Lo Valle (Fock, 2005) y en el borde occidental de la Cordillera Principal, al este de la Depresión Los Andes-San Felipe el contacto está controlado por el Sistema Estructural Pocuro, poniéndose en contacto con la Formación Las Chilcas (Machuca, 2017). Por otro lado, infrayace en discordancia angular a la Formación Farellones (Aguirre, 1960).

2.3.2. Unidades intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en el área estudiada se disponen en dos franjas norte-sur, correspondientes a las superunidades Cogotí (franja cretácica superior-paleógena) y Río Chicharra (franja neógena), representan los productos de arcos magmáticos asociados a subducción y sus edades decrecen en dirección al este, lo que evidencia la migración hacia el este del arco volcánico desarrollado desde el inicio del Ciclo Andino.

2.3.2.1. Super Unidad Cogotí (Unidad Fredes)

La Unidad Fredes corresponde a una franja norte sur que aflora al este de la Unidad San Lorenzo en la vertiente occidental de la Cordillera Principal al norte de la Depresión Los Andes-San Felipe limitando al este con la megafalla Pocuro. Se compone de *stocks* de dimensiones entre 20 y 100 km² y otros cuerpos menores (Rivano *et al.*, 1985). Las litologías abarcan desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola, pasando por granodioritas, tonalitas y monzodioritas, con un predominio en los términos básicos (Rivano *et al.*, 1993). En la zona de estudio intruye a rocas de las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas (Said, 2021; Jackson-Gain *et al.*, 2023). Las edades para esta unidad se ubican en el rango de 65-45 Ma (Rivano, 1993).

2.3.2.2. Super Unidad Río Chicharra (Unidad Río Cerro Blanco)

La Unidad Río Cerro Blanco aflora al este de la Unidad Fredes, se dispone en una franja norte sur que aflora en el entorno de la zona de falla Pocuro y gran parte de la Cordillera Principal. Las principales litologías según Parada *et al.* (1988) corresponden a cuerpos intrusivos monzodioríticos con hornblenda, clinopiroxeno y biotita. Otras litologías menores comprenden monzodioritas y monzonitas cuarcíferas, monzogranitos y granodioritas con facies dioríticas hacia los bordes de intrusivos (Rivano, 1996). En la zona de estudio intruyen a rocas de las formaciones Las Chilcas, Abanico y más hacia el este fuera del área de este trabajo a la Formación Farellones (Said, 2021; Jackson-Gain, 2023). Presenta un rango de edades (K/Ar en biotita y roca total) entre 12-19 Ma (Rivano, 1996).

2.4. Marco estructural

En términos generales entre los 32°S y 33°S diversos autores han caracterizado la geometría del sector cordillerano como un gran sinclinorio asimétrico de eje ~NS, cuyo flanco occidental miente hacia el este y la contraparte oriental se encuentra plegada manteniendo hacia el oeste (Aguirre, 1960; Moscoso *et al.*, 1982).

En el borde occidental de la Cordillera Principal ocurren sistemas de fallas ~NS que, en algunos casos, se pueden asociar a la ocurrencia de cuerpos intrusivos que aprovechan estas zonas de debilidad para su emplazamiento. Este borde representa un gran apilamiento tectónico compresivo marcado por el desarrollo de fallas inversas de vergencia oeste con la superposición en el tiempo de sucesivas etapas de deformación (Rivano, 1996). En el área de estudio la arquitectura de los depósitos mesocenoicos resulta relativamente simple, pues en el sector Las Cabras-Las Bandurrias, la Formación Cerro Morado y Las Chilcas se disponen como capas subhorizontales de suave miente hacia el este hasta llegar a la zona de falla Pocuro (Pérez, 2023). Luego hacia el sector de Campos de Ahumada, al este de la Falla Jahuel (Figura 2.4) se produce un leve basculamiento de las capas mesozoicas con mientes suaves hacia el este entre 20°-25°. Hacia el este de la falla Campos de Ahumada (Figura 2.4), las capas mientan suavemente al este ~11°. La zona muestra una deformación simple con el desarrollo de pliegues suaves, coadyuvado por la escasa presencia de capas poco potentes de rocas sedimentarias que, en efecto, son las más fáciles de deformar y, por otro lado, cuerpos intrusivos y rocas volcánicas que ofrecen una resistencia natural mayor frente a episodios deformativos (Rivano, 1996; Pérez, 2023).

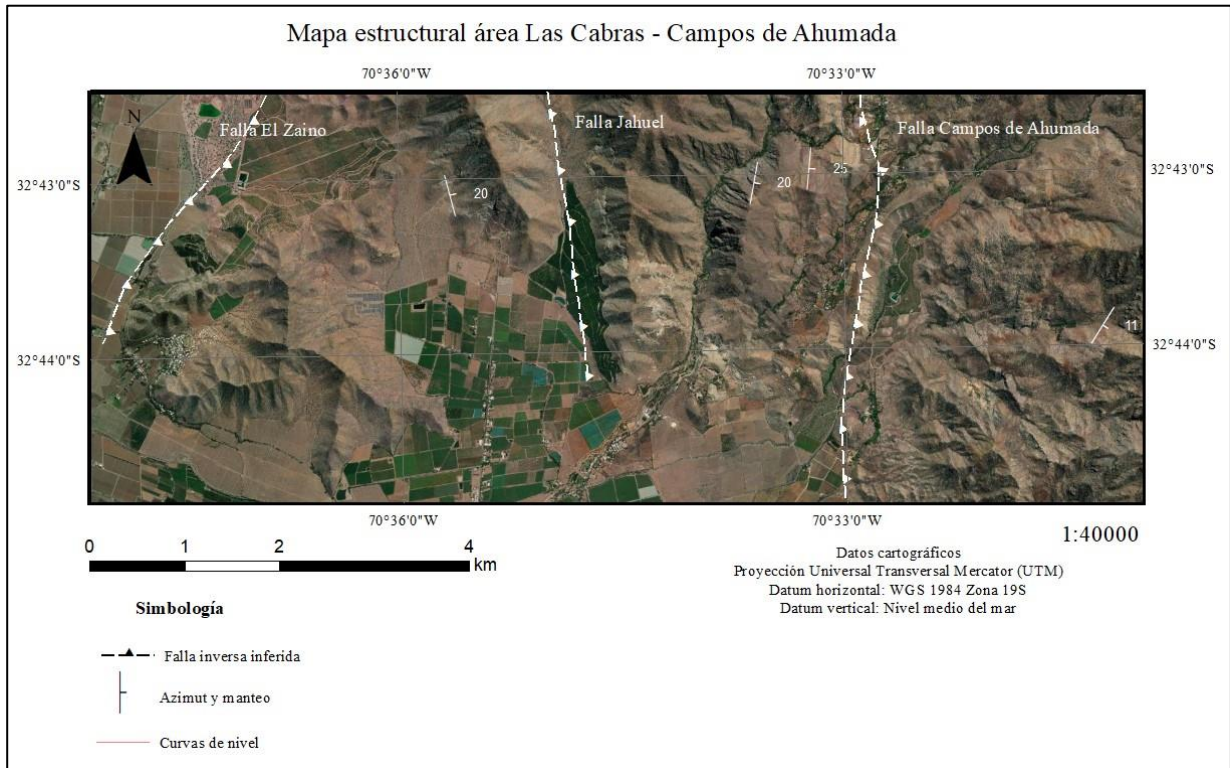


Figura 2.4 Mapa de las principales estructuras reconocidas por estudios previos en la zona de estudio. Corresponden a fallas inversas de vergencia oeste (Machuca, 2017; Pérez, 2023).

2.4.1. Zona de Falla Pocuro (ZFP)

Corresponde a uno de los rasgos estructurales mayores del borde occidental de la Cordillera Principal, se extiende como un lineamiento de gran longitud mayor a 100 km denominado megafalla Pocuro. La zona de la traza principal tiene un ancho de influencia de 500 a 2000 m y se reportan estructuras menores subparalelas que se enraízan en la traza de la falla principal, definiendo un ancho de influencia de unos 6000 m como máximo (Rivano, 1996). En el área de estudio la traza principal corresponde al límite oriental de la Depresión Los Andes-San Felipe con el borde cordillerano (Estay *et al.*, 2023).

Rivano, S. (1996) indica que este sistema corresponde a una zona de fallas normales invertidas y en parte de rumbo (Campbell, 2005), que produce un esquema de fracturamiento muy intenso y penetrativo, que en algunos casos oblitera la estratificación, como se puede apreciar al

este de la ciudad de Los Andes. En Campos de Ahumada se observan características similares a las indicadas por Rivano, S. (1996), produciéndose un intenso fracturamiento, alteraciones hidrotermales dadas por el desarrollo de un intenso vetilleo de arcillas, sílice y carbonato, junto a zonas de cataclasis que alcanzan en algunos lugares 200-300 m de ancho, evidencias que se extienden en una franja ~NS en el área de influencia de la zona de daño de la traza principal de la falla Pocuro.

La inversión de las estructuras se habría producido al menos desde el Mioceno Inferior, durante el proceso de inversión de la Cuenca de Abanico (Campbell, 2005; Jara y Charrier, 2014; Machuca, 2017). Este proceso de inversión aprovechó las debilidades estructurales de las fallas extensionales previas, para producir fallas inversas de alto ángulo con vergencia oeste, y según reporta Campbell, D. (2005) tendrían una componente de rumbo dextral.

Según estudios recientes, la ZFP presenta deformación de depósitos cuaternarios, lo que sería indicativo de que se trataría de una falla activa (Estay, 2019; Estay *et al.*, 2023).

2.4.1.1. Falla El Zaino

Corresponde a una estructura inversa de vergencia oeste con un rumbo aproximado de N15°E, observada en la parte norte de Jahuel en la localidad de El Zaino, su traza sigue la dirección de la quebrada homónima, lugar en el cual afecta a rocas de la Formación Las Chilcas. Se asocia a esta estructura un escarpe de rumbo ~NS de al menos 60 m de alto y 2 km de largo, que se extiende desde la localidad de El Zaino hasta Jahuel. En el escarpe, ubicado en la ladera este de la quebrada, se puede apreciar un alto grado de meteorización y alteración hidrotermal.

Esta estructura se extiende de manera inferida hacia el sur, hasta el oeste de la localidad de Las Cabras, afectando desde el Balneario de Jahuel hacia el sur, a rocas de la Formación Cerro Morado (Pérez, 2023).

2.4.1.2. Falla Jahuel

La falla Jahuel corresponde a una falla inferida de cinemática inversa y vergencia oeste, de alto ángulo de manteo hacia el este (Machuca, 2017). Su traza se infiere a partir del lineamiento

continuo (~12 km) de orientación ~NS a N10°W ubicado en el cambio de pendiente del frente de montaña inmediatamente al este de la localidad de Jahuel, el cual evidencia al menos 600 m de desnivel entre los depósitos cuaternarios de megadeslizamiento y abanicos aluviales del sector conocido localmente como Las Mesetas de Jahuel y el cordón montañoso.

Esta estructura monta rocas volcánicas de la Formación Cerro Morado sobre rocas volcano-sedimentarias de la Formación Las Chilcas. Estay, J. (2019), identifica rasgos geomorfológicos deformados en el entorno de la traza de la falla, en la cual se produce un desplazamiento de los depósitos de Las Mesetas de Jahuel (constituyen un marcador geomorfológico planar), dado por

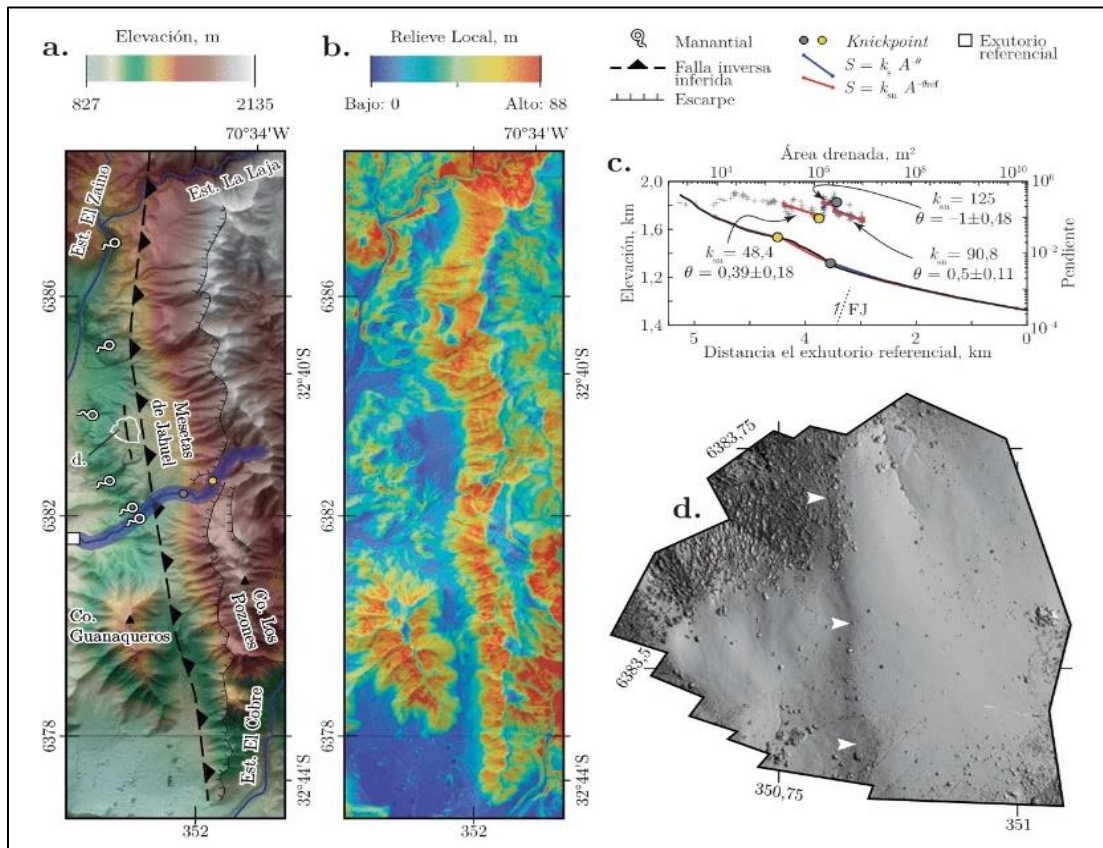


Figura 2.5 Mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Jahuel. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 50 m. (c) Perfil longitudinal y relación pendiente-área de un drenaje que cruza transversalmente la Falla Jahuel. Valores k_{sn} en $m^{0.9}$ calculados para $\theta_{ref} = 0, 45$. (d) Imagen de relieve sombreado de ultra alta resolución del escarpe de las Mesetas de Jahuel. En (d), puntas de flechas blancas indican escarpe. Base topográfica: modelos de elevación digital propios de 4 y 0,1 m/px. Todas las imágenes y descripciones fueron extraídas de Estay (2019).

un escarpe de orientación NS de ~300 m de largo y ~5-8 m de desnivel que coincide con la traza de la falla, siendo esta una evidencia de su actividad cuaternaria.

2.4.1.3. Falla Campos de Ahumada

La Falla Campos de Ahumada se reporta como una falla de orientación NS a N20°W, Machuca, C. (2017), la reporta como una estructura observada inversa de vergencia oeste que pone en contacto el borde oriental del intrusivo El Cántaro con la Formación Las Chilcas, no obstante otros trabajos más recientes (Jackson-Gain *et al.*, 2023; Pérez, 2023) la reconocen como una estructura normal que posteriormente sufrió inversión tectónica adquiriendo un carácter inverso de vergencia oeste, cuya traza se ubica más al este del contacto indicado por Machuca, C. (2017), en la zona central de Campos de Ahumada, en una zona afectada por una intensa alteración hidrotermal, con rocas densamente vetilladas y fracturadas, montando rocas de naturaleza volcánica de la Formación Abanico, por sobre las secuencias sedimentarias rojizas de la Formación Las Chilcas (Estay, 2019; Jackson-Gain *et al.*, 2023; Pérez, 2023). Otra interpretación de esta falla es la realizada por Taucare *et al.* (2022), que la reconoce como una falla normal que no ha sido afectada por inversión tectónica.

2.4.1.4. Sistema de fallas Cariño Botado

Corresponde al dominio estructural ubicado al sur de Campos de Ahumada, el sistema de fallas Cariño Botado se compone de una serie de estructuras inversas de vergencia oeste que afloran en el piedemonte ubicado al este de la Depresión Los Andes-San Felipe. En el sector de Llano Norte al este de la comuna de San Esteban, se puede observar a partir de trincheras naturales, que surcan el frente montañoso de forma ortogonal a la traza de la falla, cómo rocas alteradas e intensamente fracturadas compuestas principalmente por andesitas de la Formación Abanico, cabalgan sobre depósitos de abanicos aluviales cuaternarios. Su traza se puede seguir de manera continua a lo largo de 7,5 km entre la quebrada El Barro hasta la localidad de Cariño Botado a partir de un escarpe que presenta ~80-100 m de desnivel. Un escarpe de menor longitud ~400 m es posible observar también al sur del río Aconcagua, el cual está alineado con el escarpe antes mencionado. El escarpe principal de la falla Cariño Botado se distingue en la cima del cerro La

Mesilla, en donde disloca por ~28 m la superficie plana de los depósitos cuaternarios (Estay, 2019). Este sistema de fallas se ubica en la traza principal de la zona de falla Pocuro, en donde aprovecha las zonas de debilidad dada por rocas que presentan una alteración pervasiva, un intenso fracturamiento y brechización previa de las rocas aledañas en un ancho que va de 0,5 a 2 km a lo largo de la traza principal (Troncoso, 2014; Estay *et al.*, 2023).

3. Resultados

3.1. Estratigrafía

A continuación, en base al trabajo de terreno realizado, se presenta la ubicación, distribución, petrología y estratigrafía de la unidad estudiada al este de la zona de falla Pocuro.

3.1.1. Sector quebrada El Barro

Esta zona se ubica en el límite noreste de la depresión Los Andes-San Felipe y el flanco occidental de la Cordillera Principal a los 32°44'S. Abarca desde el final de la ruta E-759 hacia el frente montañoso cuya altitud promedio aumenta en dirección al este. El sector estudiado está constituido por una quebrada con orientación E-W, tributaria de la quebrada El Barro de dirección NE-SW.

En adelante, se describe en detalle la unidad estudiada, cuyas litologías van desde la más antigua a la más joven.

3.1.1.1. Unidad El Barro

3.1.1.1.1 Definición, distribución y relaciones de contacto

La Unidad El Barro aflora en el sector oriental de Campos de Ahumada Bajo, desde el Fundo El Barro hacia el este. Su parte inferior está en contacto mediante la falla Campos de Ahumada con la Formación Las Chilcas y en su parte superior no fue posible estudiar el contacto con otra unidad formal. Es posible definir dos tipos de ambientes principales, en la base, está constituida por una secuencia volcánica compuesta de lavas andesíticas de colores verdosos y hacia techo, se presenta una secuencia volcano-sedimentaria compuesta principalmente por tobas de gran potencia y en menor medida brechas volcánicas. Las capas son concordantes y presentan una actitud de N32°E/11°SE.

3.1.1.1.2 Litología y espesor

La unidad El Barro corresponde a una sucesión de aproximadamente 800 m de potencia de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias, la que se puede dividir en tres secuencias estratigráficas principales.

La **secuencia inferior** de carácter volcánico y con menor espesor que la **secuencia media** y **superior**, se compone de aproximadamente 100 m de andesitas:

- Las **lavas andesíticas** presentan una textura porfídica, compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de tamaño milimétrico (<3 mm) que rondan en torno al 30% del total de la roca, inmersos en una masa fundamental color verdoso a violáceo.
- Esta secuencia presenta un intenso fracturamiento, junto a una intensa alteración hidrotermal compuesta por *stockwork* de vetillas que varían de 1 a 5 mm con relleno de calcita, cuarzo secundario y arcillas. Los fenocristales de plagioclasa evidencian un reemplazo selectivo a arcillas y epidota, por otro lado, la masa fundamental se encuentra alterada a clorita, dado su color gris en tonos verdosos.

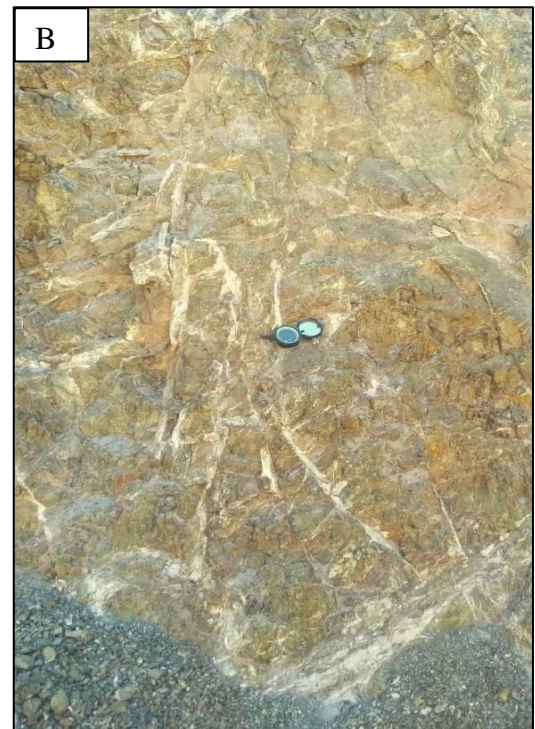
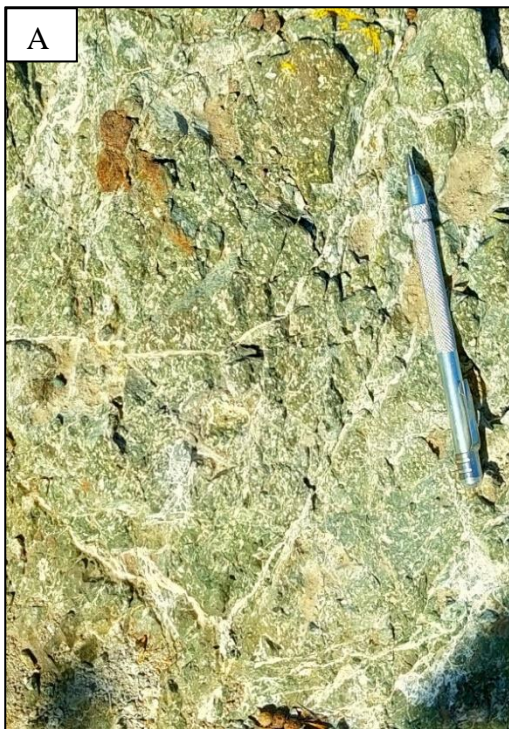


Figura 3.1 UTM 355756E, 6377424N. Fotografías de la secuencia inferior de la Unidad El Barro. A) Lava andesítica fracturada e intensamente vetillada, masa fundamental alterada a clorita. B) Ejemplo de afloramiento de lava andesítica fracturada con vetillas de cuarzo secundario y arcillas de 0,5 a 2 cm de espesor.

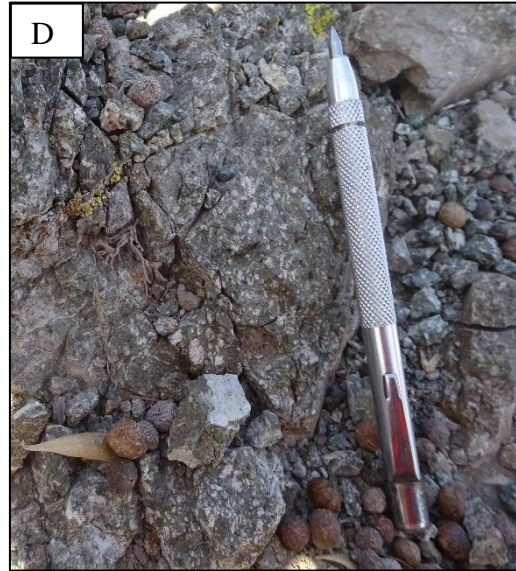


Figura 3.2 UTM 355756E, 6377424N. Fotografías de la secuencia inferior de la Unidad El Barro. C) Lavas andesíticas con *stockwork* de vetillas rellenas con calcita, cuarzo secundario y arcillas. D) Foto de detalle, lava andesítica porfídica. E) Ejemplo de afloramiento, escala poste del cerco (2 m), vista hacia el sureste.

La **secuencia media**, de naturaleza piroclástica, consta de una potencia de 250 m aproximadamente de tobas cristalinas.

- Las **tobas cristalinas** se disponen en forma de paquetes con potencias variables que van desde los 19 a 76 m, son polimícticas y tienen un tamaño de ceniza fina a lapilli, de tonalidades grises blanquecinas a grises violáceos, que corresponde a un 25% a 80%, con una composición intermedia a ácida. Presentan de un 30% a un 50% de cristales fracturados subhedrales a anhedrales de plagioclasa de hasta 2 mm y un 2% a 4% de cristales subhedrales de anfíbol y biotita de hasta 2 mm, también contiene porcentajes de ojos de cuarzo de hasta un 5%. Los líticos varían de un 15% a un 35%, corresponden a fragmentos angulosos a subangulosos de andesita porfídica, andesita afanítica y en algunos casos líticos félsicos indiferenciados, con tamaños promedios de 1 a 7 cm.

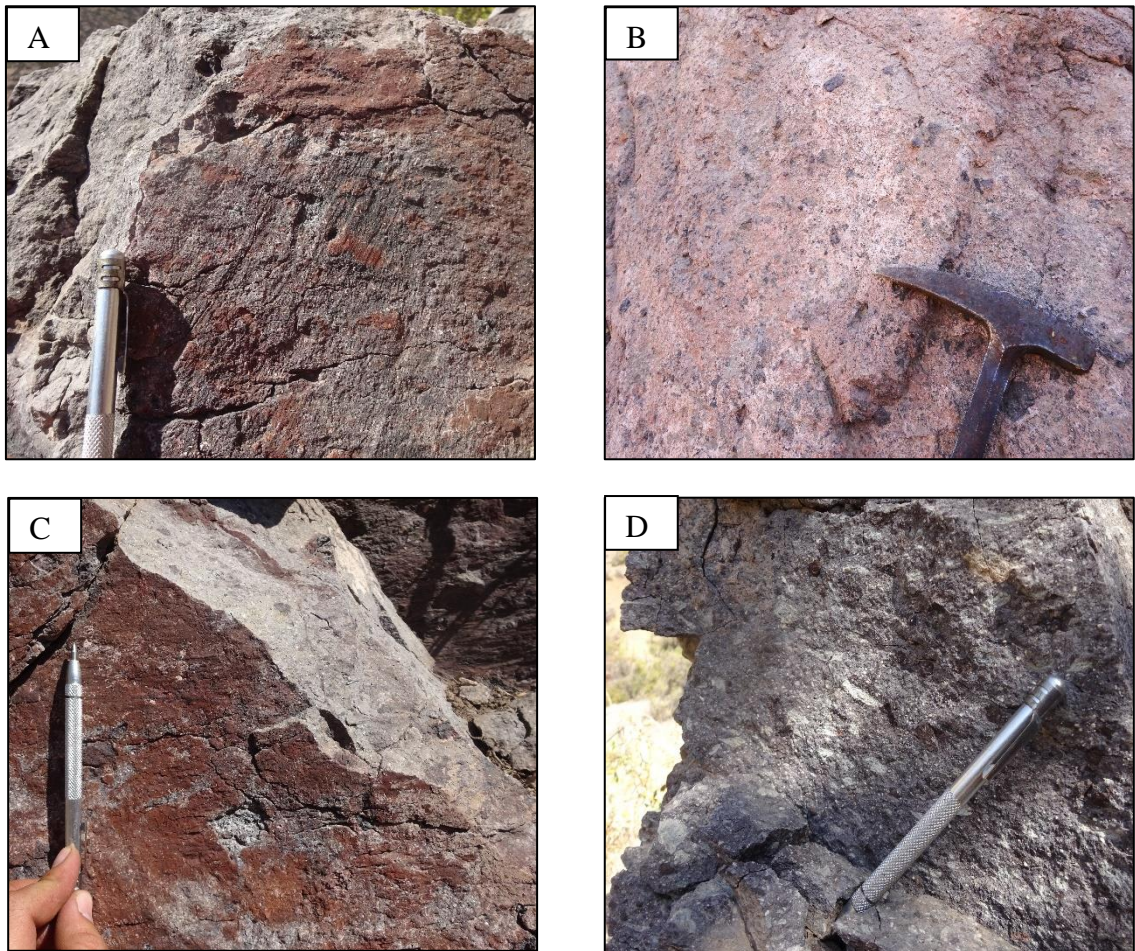


Figura 3.3 A) a D) Ejemplos de muestras de tobas cristalinas con diferentes tamaños de fragmentos líticos.

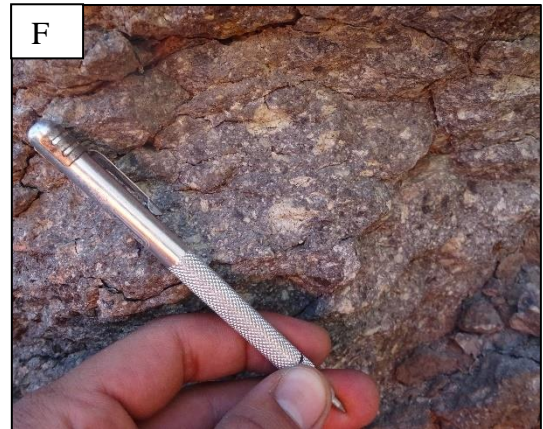


Figura 3.4 UTM 356765E, 6377518N. E) y F) Ejemplos de muestras de mano de tobas cristalinas con diferentes tamaños de fragmentos. G) Afloramiento de tobas cristalinas, vista hacia el sur.



Figura 3.5 UTM 356239E, 6377409N. H) Afloramiento de tobas cristalinas de lapilli, vista hacia el este.

La **secuencia superior** tiene una potencia de 450 m aproximadamente, en la base presenta tobas líticas con una intercalación de tobas cristalinas, sobreyace a la secuencia anterior un paquete sedimentario con clastos de origen volcánico, compuesta por ortoconglomerados, paraconglomerados y areniscas intercaladas. Sobre lo anterior se dispone una brecha volcánica y tobas líticas.

- Las **tobas líticas** tienen espesores de 25 a 72 m, colores grises blanquecinos a rojizos, presentan una textura fragmental y una composición intermedia a ácida. Los accidentales muestran tamaños desde ceniza fina hasta lapilli, en algunos casos porcentajes menores (<5%) de bloques piroclásticos de hasta 15 cm. Corresponden a fragmentos de tonos

morados, angulosos a subangulosos de andesita porfídica, andesita afanítica, tobas y fiammes hasta un 15%, inmersos en una matriz cristalina.

Los líticos ocupan desde un 30% a un 50% del volumen total de la roca y varían de 0,5 a 15 cm. Los cristales corresponden de un 10% a un 20% de plagioclasa, hasta un 10% de feldespato potásico, 1% a 2% de biotita y de un 3% a 5% de ojos de cuarzo.

- Las **tobas cristalinas** constituyen un paquete intercalado entre las tobas líticas descritas con anterioridad, tienen un espesor de 25 m, son de composición ácida y poseen un color gris rojizo. Los cristales constituyen un 90% de la roca con tamaños de ceniza fina a gruesa. Presentan un 20% de cristales fracturados de hasta 2 mm de plagioclasa euhedral a anhedral, un 55% de cuarzo, 8% de feldespato potásico y un 7% de biotita. Muestran un 10% de líticos angulosos de textura porfídica y afanítica, de hasta 10 cm con un promedio de 3 cm.
- La **secuencia sedimentaria** consiste en 53 m de intercalaciones de areniscas líticas de grano fino a grueso y conglomerádicas, con moderada a buena selección, ortoconglomerados y paraconglomerados polimícticos con clastos subredondeados a subangulosos de origen volcánico de hasta 30 cm de diámetro. Hacia el techo de la secuencia, las areniscas presentan una leve laminación paralela, acuñamientos y estructuras semejantes a paleocanales asociadas a los ortoconglomerados. Los conglomerados y las areniscas forman ciclos granodecrecientes que en promedio tienen 7 m de espesor.
- Las **brechas volcánicas** forman un paquete de 55 m de espesor, presentan un 35% de matriz de color gris rojiza compuesta de ceniza y cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales menores a 2 mm, que corresponden a un 20%, un 10% de feldespato potásico, un 4% de ojos de cuarzo y un 1% de biotita. Los fragmentos líticos angulosos a subangulosos, alcanzan un 65% del volumen total de la roca, se componen de rocas andesíticas porfídicas, de colores verdosos a morados de hasta 15 cm con un tamaño promedio de 8 cm.

Es importante enfatizar que, en esta unidad, el nivel de brecha volcánica gris rojizo de la **secuencia superior**, puede ser catalogado como un **nivel guía**, pues destaca en el entorno por su morfología de acantilado y sus colores tanto en forma presencial como a través del estudio de imágenes satelitales.

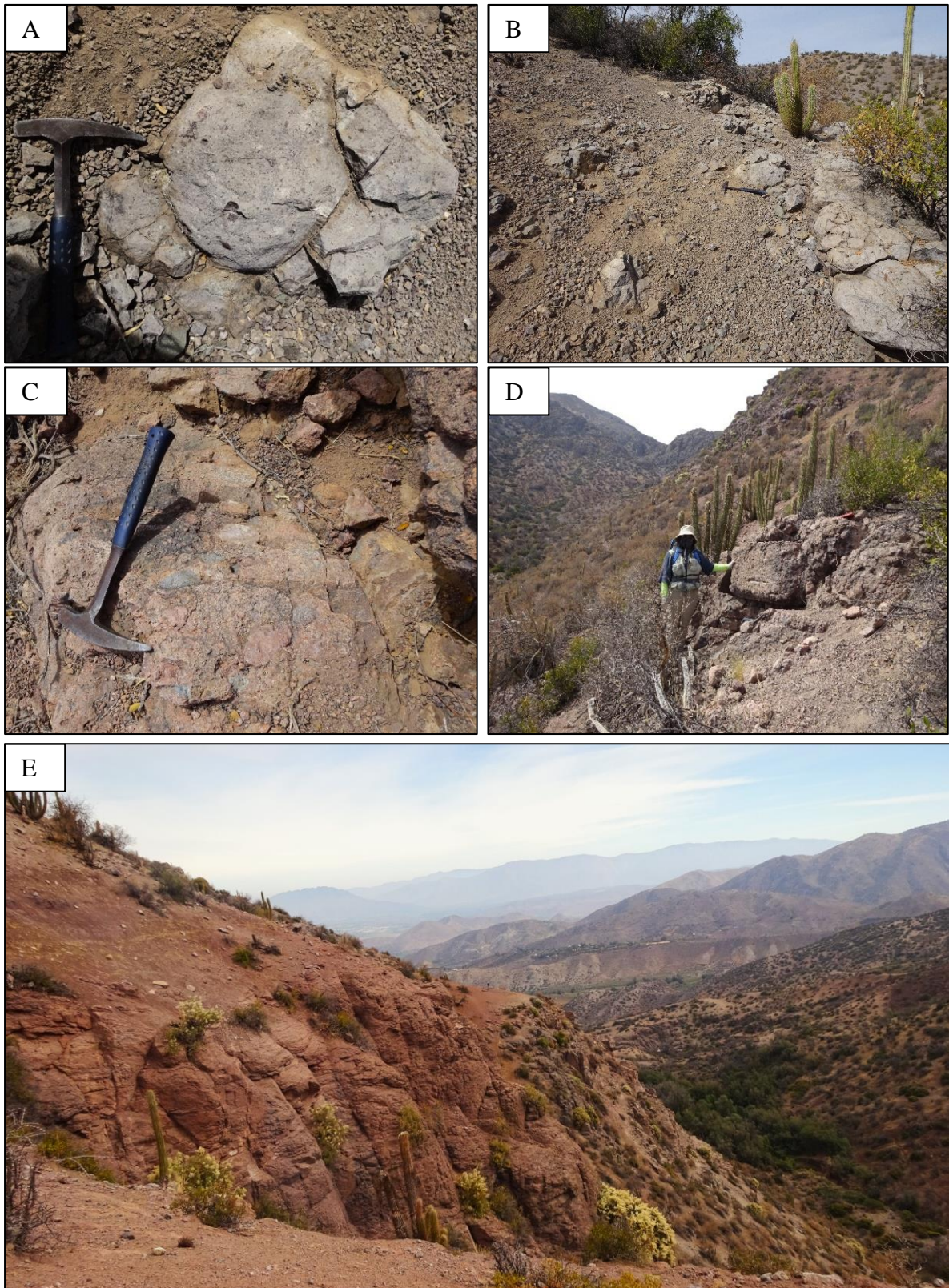


Figura 3.6 Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. A) Toba lítica. B) Afloramiento de toba lítica en A). C) Toba lítica. D) Afloramiento de toba lítica en D) vista hacia el este. E) UTM 357507E, 6377348N. Afloramiento de brecha volcánica (nivel guía), vista hacia el oeste.

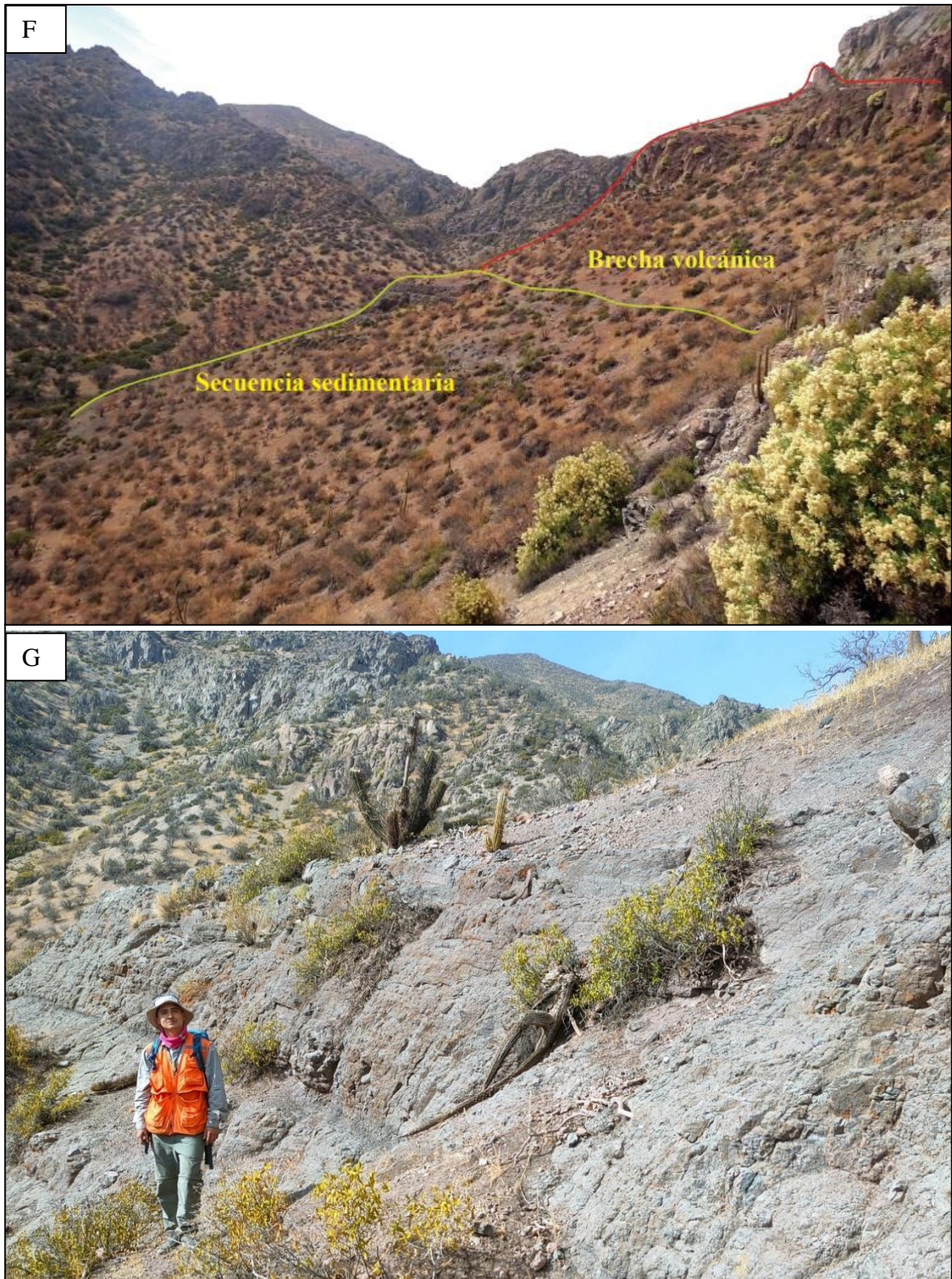


Figura 3.7 UTM 357516E, 6377464N. Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. Afloramiento de la secuencia sedimentaria sobreyacida por brecha volcánica (nivel guía), vista hacia el este. G) Afloramiento de la secuencia sedimentaria, vista hacia el este.

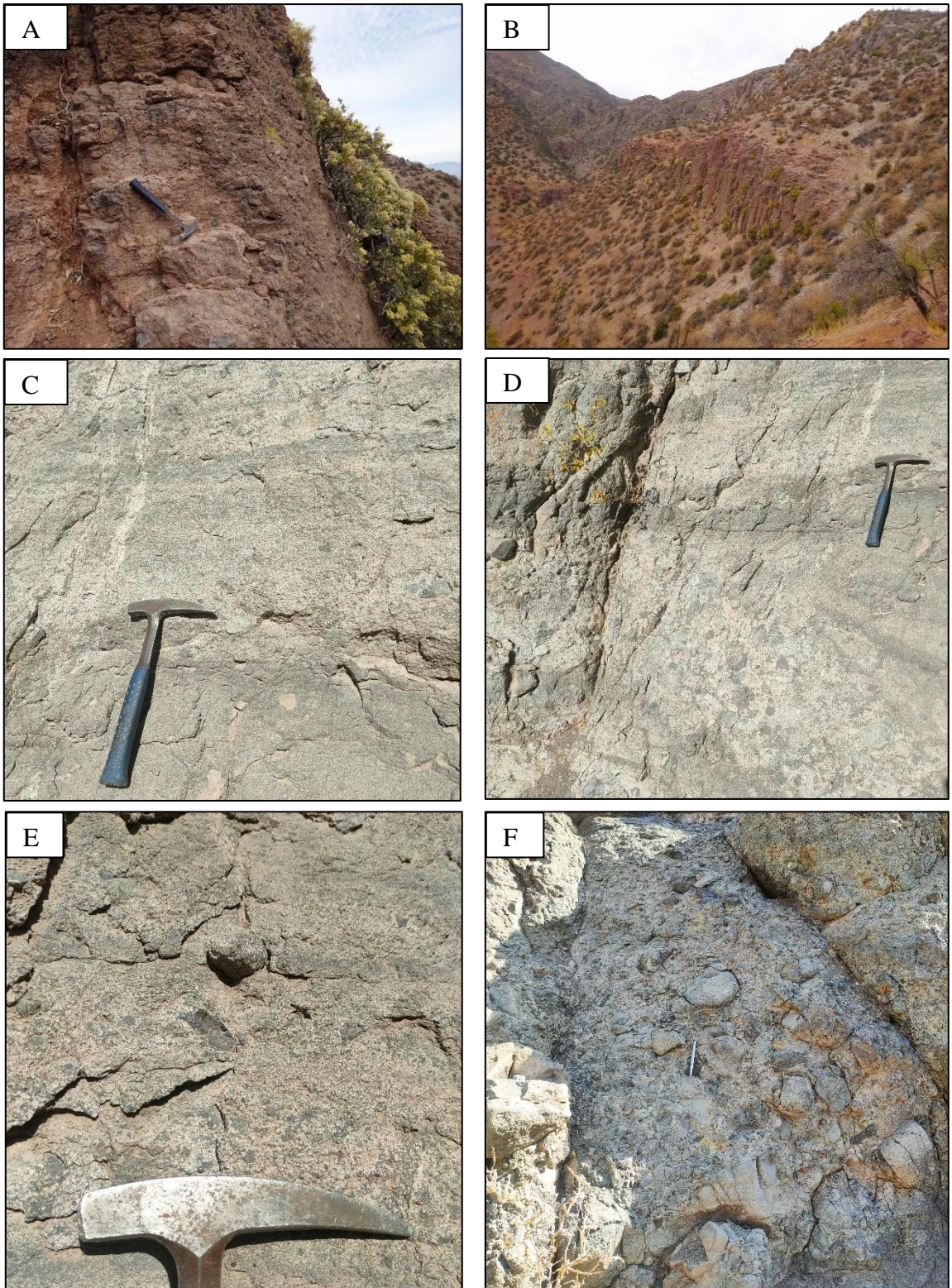


Figura 3.8 Fotografías de la secuencia superior de la Unidad El Barro. A) Afloramiento de brecha volcánica. B) Acantilados de la brecha volcánica reconocida como nivel guía. C), D) y E) Arenisca lítica gruesa a conglomerádica con laminación paralela. F) Ortoconglomerado de bloques subangulosos a subredondeados.



Figura 3.9 UTM 357516E, 6377464N. G) Afloramiento secuencia sedimentaria, vista hacia el sureste. H) Afloramiento de ortoconglomerados y areniscas líticas gruesas a conglomerádicas, vista hacia el sureste.

3.1.1.1.3 Edad

No se disponen de edades radiométricas en el entorno de la quebrada El Barro, no obstante, dataciones realizadas 6 km más al norte, en el sector de Campos de Ahumada Alto, y otras realizadas a la toba guía identificada por Canales (2022) en el sector del estero San Francisco, indican una edad máxima de 35 Ma (Jackson-Gain *et al.*, 2023), de esta forma considerando la actitud de las capas, permite acotar al menos dicha edad máxima para las secuencias aflorantes, dado que se disponen en la misma franja norte sur.

3.1.1.2. Columna estratigráfica

En la figura (Figura 3.11) se muestra la columna estratigráfica integral de la Unidad El Barro, en la cual se presentan los límites entre los tipos litológicos, sus espesores y granulometría.

3.1.1.3. Discusión de ambiente secuencia sedimentaria

La secuencia sedimentaria ubicada en la parte superior de la columna estratigráfica muestra características que pudieren ser comparables con facies de abanicos aluviales y facies de un depósito de lahar. Para poder diferenciar entre ambos ambientes, se hace necesario realizar una breve discusión al respecto.

Colombo, F. (2010) indica que “los abanicos aluviales corresponden a una acumulación de materiales clásticos, en forma de conoide, situada aguas debajo de una ruptura de pendiente y que se ha generado como consecuencia de la pérdida de encajamiento del canal principal alimentador del sistema aluvial”. En términos generales, es posible distinguir tres zonas de un abanico aluvial según sus facies características, éstas son las zonas de cabecera, media y distal.

De esta forma los sedimentos más gruesos y heterométricos tienden a localizarse hacia las partes más altas del abanico aluvial (zona de cabecera). En la parte media, se localizan los depósitos que han sido transportados por corrientes acuosas, que permiten alguna selección granulométrica.

Mientras que, para la zona de cabecera son característicos los depósitos correspondientes a granulometrías más gruesas, hacia la zona media se produce el desarrollo de canales migratorios que transportan el material clástico desde el área fuente y de este modo, el flujo deja en su paso,

facies de canales fluviales, con el desarrollo de barras arenosas y de gravas con estratificaciones cruzadas e imbricaciones de los clastos en la dirección del flujo. Por último, la zona distal, corresponde a la zona más extensa en donde la granulometría de los depósitos está generalmente compuesta por finos.

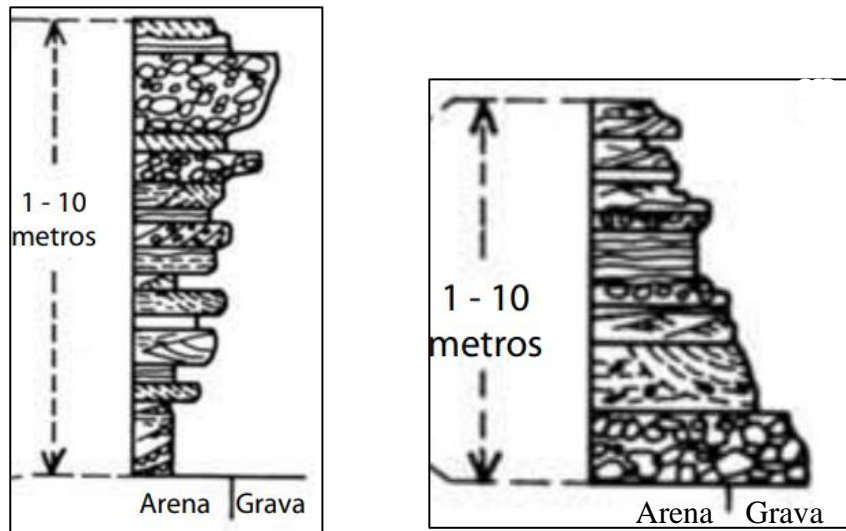


Figura 3.10 Ejemplos de secuencias aluviales idealizadas y desarrolladas en contextos tectónicos diversos.

Por otro lado, un lahar ocurre durante una erupción volcánica o en menor medida a través de otros procesos asociados a las laderas de un edificio volcánico. Se produce cuando una gran cantidad de masa de agua mezclada con sedimento desciende por las laderas de un volcán, incorporando adicionalmente más sedimento y agua. Se pueden producir flujos hiperconcentrados y flujos de detritos. En distancias zonas medias o distales desde el área fuente, los lahares se mueven a través de canales fluviales y empujan agua en su frente, de manera tal, que los flujos de detritos quedan atrás en comparación a los flujos hiperconcentrados o flujos de barro que avanzan hacia las zonas más distales del edificio volcánico (Scott, 1988; Vallance and Scott, 1997).

Los depósitos de flujos de detritos son masivos y muy pobremente seleccionados. Fábricas sedimentarias, como la imbricación de clastos son débilmente desarrolladas. Los depósitos son extremadamente compactos, comúnmente polimícticos y los clastos pueden ser redondeados a angulares, aunque los clastos primarios generalmente son angulares a subangulares.

Los depósitos de flujos hiperconcentrados tienen características intermedias entre flujos de detritos y depósitos aluviales. Pueden ser masivos, pero comúnmente tienen una débil estratificación definida por finas láminas horizontales y estratificación cruzada de muy bajo ángulo,

compuestas por láminas de grano fino a láminas más gruesas de grano más grueso (Vallance y Iverson, 2015).

Con las características anteriormente descritas, analizando secuencia sedimentaria de la parte superior de la columna estratigráfica, existen más similitudes en las asociaciones de facies con un depósito de tipo lahar que con un depósito de abanico aluvial. Por lo general, en un abanico aluvial se esperaría encontrar un mayor desarrollo de estructuras sedimentarias debido al flujo de materiales a través de canales distributarios. En efecto, la secuencia sedimentaria, presenta un desarrollo escaso de tales estructuras sedimentarias, sugiriendo en su lugar un depósito masivo, similar a un flujo de detritos con una muy pobre selección. Se observan estructuras de pseudocanal erosivo, y hacia las partes superiores de la secuencia, se presentan características compatibles con un flujo hiperconcentrado. Esto se evidencia por los niveles de areniscas gruesas a conglomerádicas con finas láminas, que evidencian una fina estratificación planar.

Por lo anterior, es posible sugerir que la sucesión sedimentaria ubicada al este de la ZFP se trata más bien de un depósito de lahar.

Desde otro punto de vista, tampoco es posible correlacionar esta secuencia con las sucesiones sedimentarias de la Formación Las Chilcas que afloran al oeste de la ZFP, ya que no presentan características petrográficas comunes, tal como el tamaño y redondeamiento de los clastos de los distintos tipos de conglomerados de esta formación, tampoco se presentan las típicas capas de litologías rojizas de grano fino, correspondientes a fangolitas y *wackas* que se intercalan o alternan con areniscas líticas y conglomerados con matriz grisácea, algunas con cemento calcáreo, como sí ocurre con los afloramientos sedimentarios al sur del Cerro Cántaro y en los alrededores de Jahuel y Las Bandurrias. Por otro lado, su asociación con las facies volcánicas y piroclásticas de las secuencias subyacentes y sobreyacentes es consistente con un depósito de origen volcánico.

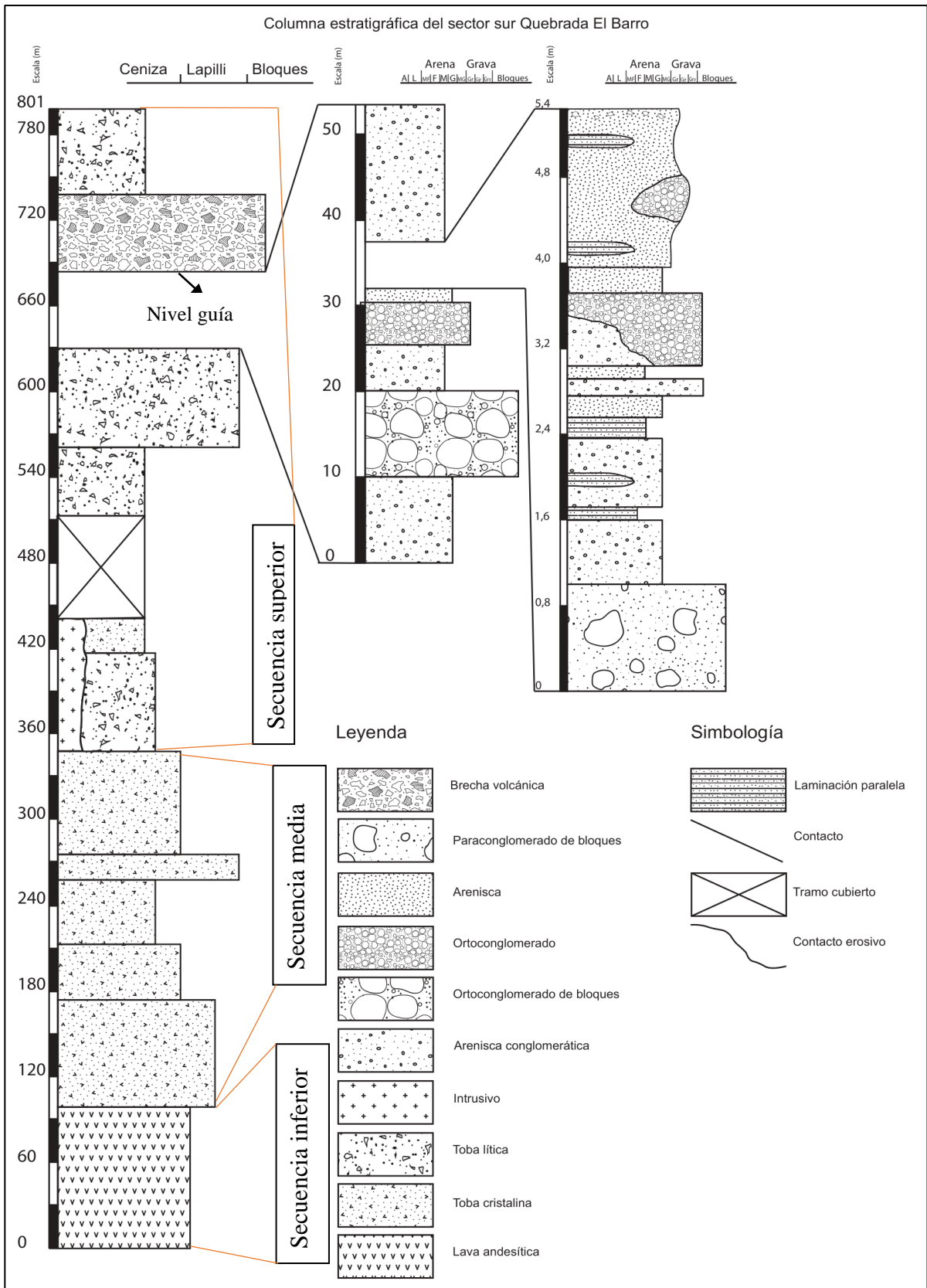


Figura 3.11 Columna estratigráfica Unidad El Barro

3.1.1.4. Correlación estratigráfica

A continuación, se presenta una correlación estratigráfica realizada a partir de criterios de comparación litoestratigráficos, nivel guía y posición esperada en la columna, comparando el trabajo realizado por Canales (2022), quien realizó el levantamiento de columnas estratigráficas 3 km al sur de Campos de Ahumada, en su trabajo realiza correlaciones con diversos trabajos anteriores a una escala regional, concluyendo que al este de la falla Pocuro, en el sector del estero San Francisco, afloran unidades correlacionables con la Formación Abanico.

Un criterio de comparación claramente identificable corresponde al nivel guía que identifica Canales, A. (2022) en la secuencia superior de la columna realizada en la unidad San Francisco. Se trata de una toba cristalina color gris claro, cuya datación U/Pb en circones arroja una edad promedio de 35 Ma (Jackson-Gain *et al.*, 2023), este nivel tiene la particularidad de resaltar a distancia de los colores presentes en la zona de estudio, en consecuencia, dicha capa resulta fácil de mapear en una imagen satelital y extender sus afloramientos hacia la zona de estudio en la quebrada El Barro (Figura 3.12).



Figura 3.12 Extensión hacia el norte del nivel guía desde el estero San Francisco hasta la quebrada El Barro. Mapa realizado a partir de Google Earth.

La columna realizada en este trabajo se posiciona estratigráficamente por debajo de dicho nivel guía indicado (Figura 3.12 y Figura 3.13), por lo tanto, la correlación estratigráfica se acotará a la parte más alta de la secuencia superior de la Unidad Mesilla, y las secuencias inferior, media y superior de la Unidad San Francisco. El primer argumento para realizar dicha correlación corresponde a un criterio de ubicación geográfica, teniendo en cuenta la ubicación esperada en la columna dada por la elevación, junto con el rumbo y manto de las capas.

A modo de contextualización, la Unidad Mesilla corresponde a una secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia, con intercalaciones de brechas volcánicas y tobos de menor potencia, su parte inferior está en contacto mediante la Falla Pocuro con la Formación Las Chilcas, y en su parte superior subyace en aparente concordancia con la Unidad San Francisco.

Por otra parte, la Unidad San Francisco corresponde a una secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia compuesta por rocas de naturaleza volcánica y principalmente piroclástica. Se puede dividir en 3 secuencias, una secuencia inferior compuesta de 400 m de tobos líticas y cristalinas, con brechas volcánicas y andesíticas, una secuencia media compuesta principalmente de brechas volcánicas y una secuencia superior compuesta de tobos líticas y cristalinas, brechas volcánicas y lavas andesíticas (Canales, 2022).

A partir de lo anterior, se puede observar que la parte más alta de la Unidad Mesilla comparte características litológicas con la secuencia inferior de la Unidad El Barro, definida en este trabajo, que corresponde a secuencias de lavas andesíticas. Más arriba en la columna, se puede correlacionar por criterios litoestratigráficos las secuencias de tobos cristalinas y líticas observadas en la Unidad El Barro, con la secuencia inferior y media de la Unidad San Francisco entre los 1000 y 1300 m de dicha columna. Finalmente, la secuencia superior de la Unidad El Barro, se correlaciona con la parte alta de la secuencia media hasta los 1600 m aproximadamente de la secuencia superior de la Unidad San Francisco, en donde afloran brechas volcánicas sobreyacidas por tobos líticas.

En efecto, como ya ha sido mencionado anteriormente, Canales, A. (2022) en su trabajo identifica a las unidades aflorantes al este de la ZFP, como rocas correlacionables con la Formación Abanico, en ese sentido, sumado a los resultados de la tesis de Jackson-Gain *et al.* (2023) y a la correlación estratigráfica realizada en este trabajo, se concluye que las rocas aflorantes al este de la ZFP en el sector sureste de Campos de Ahumada, identificadas como Unidad El Barro, corresponden a rocas de la Formación Abanico.

3.2. Geología estructural

A continuación, se presentarán los resultados obtenidos a partir de las observaciones realizadas en terreno, además del procesamiento y análisis de los datos estructurales en el *software* FaultKin 8.

Para permitir una mejor comprensión de los datos, se dividió la zona de estudio en tres subáreas que podrían estar relacionadas con rasgos o dominios estructurales mayores. De oeste a este se denominaron **zona occidental, zona centro y zona oriental**.

La zona occidental se encuentra más cercana a la traza de la Falla Jahuel, hacia el sector las Bandurrias, la zona centro se ubica en el sector El Cobre al sur de Campos de Ahumada y la zona oriental se ubica en el sureste de Campos de Ahumada al este de la ZFP (Figura 3.14).

Para categorizar la información se definió una escala de confiabilidad (Tabla 1).

Confiabilidad		
1	2	3
El afloramiento cuenta con planos de falla pobremente reconocibles, estrías de falla mal conservadas, indicadores cinemáticos no muy claros.	El afloramiento cuenta con planos de falla medianamente reconocibles, estrías de falla bien conservadas, indicadores cinemáticos medianamente claros.	El afloramiento cuenta con planos de falla bien reconocibles, estrías de falla bien conservadas, indicadores cinemáticos bien claros.

Tabla 1 Tabla de categorización de la confiabilidad de los datos.

En este estudio se midieron un total de 39 planos de falla. A partir de esta información, se derivaron los paleo-tensores de esfuerzos que podrían haber dado origen a las estructuras reconocidas, permitiendo así asociar las cinemáticas principales de los fallamientos. El análisis posterior se centra en la conexión de estas mediciones discretas y puntuales con sistemas de mayor escala, observando las características de los afloramientos y posibles lineamientos. Esto se realiza con el objetivo de reunir los argumentos necesarios para definir la existencia de fallas.

A continuación (Figura 3.14) se indican las distintas subáreas y las estaciones definidas para este trabajo.

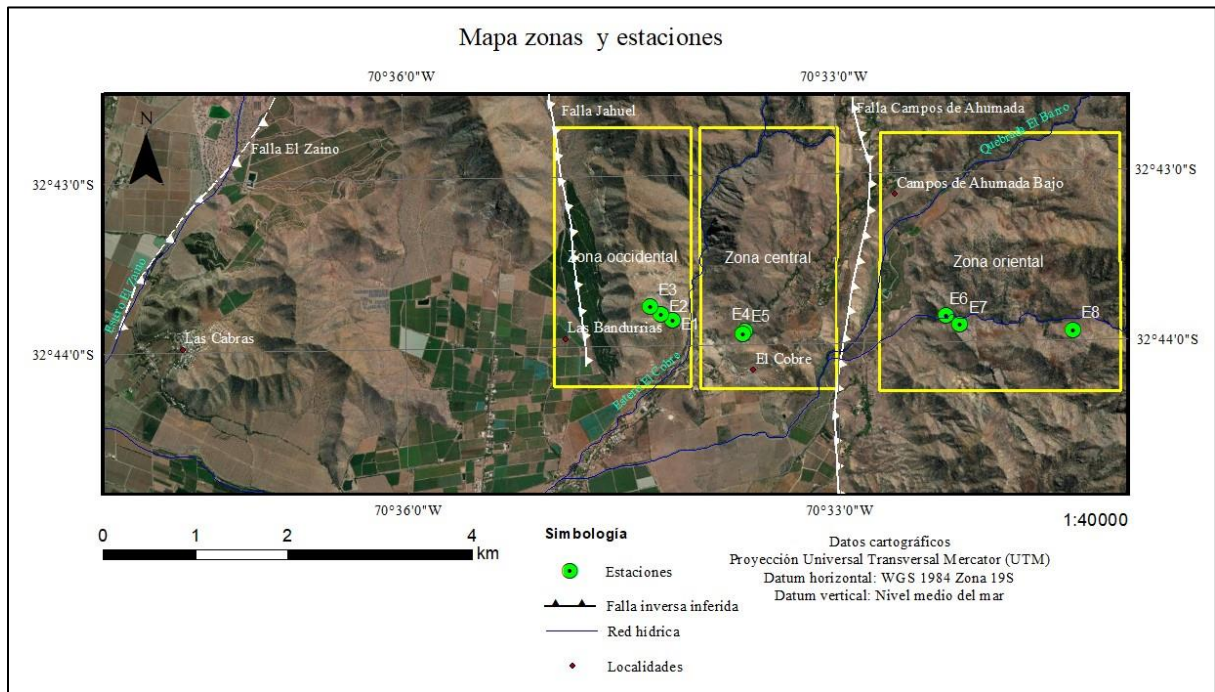


Figura 3.14 Mapa con las distintas subáreas de trabajo, localidades y también se indican las fallas propuestas por otros autores en el área (Machuca, 2017; Jackson-Gain *et al.*, 2023; Pérez, 2023).

3.2.1. Zona occidental

Para este sector se establecieron 3 estaciones, en campo, la estación E3 presentó más de 5 planos con indicadores cinemáticos, dado que son múltiples las mediciones coherentes entre sí, se optó por resumir los datos en un solo plano de falla.

La tabla (Tabla 2) resume los datos estructurales recopilados (anotación regla de la mano derecha).

Estación	Plano	Azimuth/manteo	rake	Sentido
E1	1	272/72	60°E	Normal
	2	320/68	35°S	Normal dextral
	3	306/70	8°NW	Sinistral
	4	135/81	0°	Sinistral
	5	65/68	5°SW	Sinistral
E2	1	244/88	5°SW	Sinistral
E3	1	215/60	0°	Sinistral

Tabla 2 Tabla resumen con los datos obtenidos de las estaciones E1, E2 y E3.

3.2.1.1. Estación 1

En la proyección estereográfica (Figura 3.16), se muestran los datos obtenidos en la estación 1. Fue posible observar dos tipos de fallamiento principal, una corresponde a una falla observada de carácter local, con cinemática normal, cuyos datos son 272°/72°. Por otro lado, existen otros planos de falla que evidencian un fuerte componente de movimiento en el rumbo, dado por estrías de falla con valores de rake casi horizontales. Respecto a los planos 3, 4 se evidencian fallamientos de alto ángulo con cinemática principalmente sinistral, cuyo azimuth y buzamiento se encuentra en torno a los 300°/75°, se reportan como señales discretas de fallas de rumbo. Si bien, el plano 5 presenta un azimuth y manteo de 65°/68°, también permite evidenciar, aunque en menor medida, fallas de rumbo sinistral, basado en indicadores cinemáticos de fibras recristalizadas de sílice.

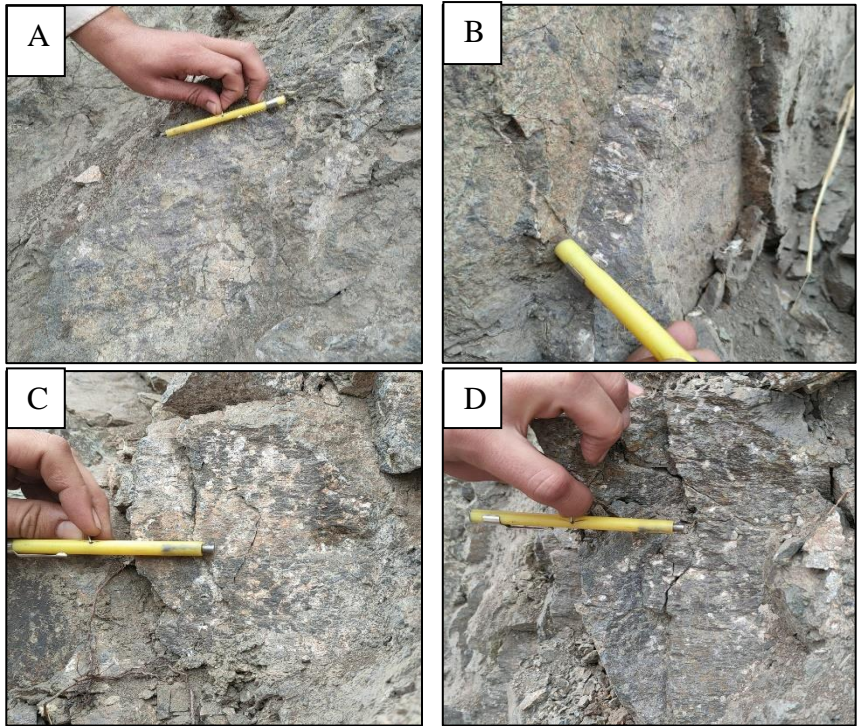


Figura 3.15 A) Plano 2. B) Plano 3. C) Plano 4. D) Plano 5.

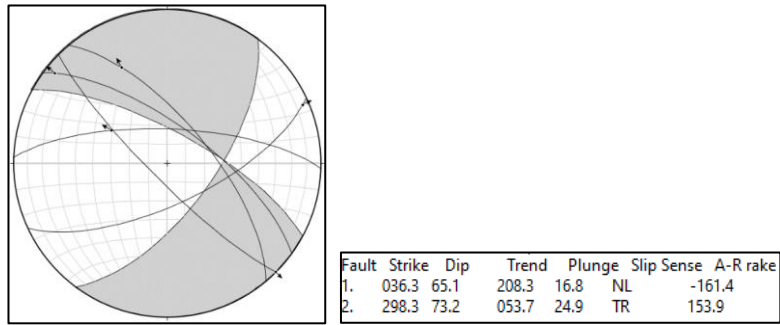


Figura 3.16 Estereograma de los planos medidos y plano solución de la falla



Figura 3.17 UTM 352986E, 6377473N. Afloramiento muy fracturado, presenta diversos planos discretos de fallas de rumbo, con estrías de bajo ángulo. Falla normal observada (plano 1: 272°/72°).

3.2.1.2. Estación 2 y 3

A continuación, se presentan los estereogramas obtenidos de las estaciones 2 y 3.

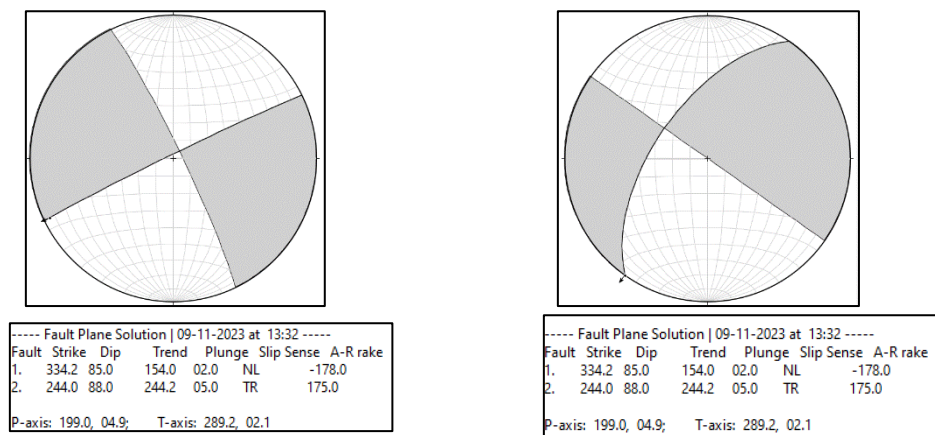


Figura 3.18 1) Fallamiento de rumbo con orientación 244°/88°, cinemática sinistral. 2) Fallamiento de rumbo con orientación 215°/88°, cinemática sinistral.

Las estaciones 2 y 3, corresponden a zonas con labores mineras, las cuales muestran un fuerte control estructural de la mineralización dado por estructuras de rumbo NE a EW y con ciertas evidencias de cinemática sinistral, en general presentan alto ángulo de manteo.

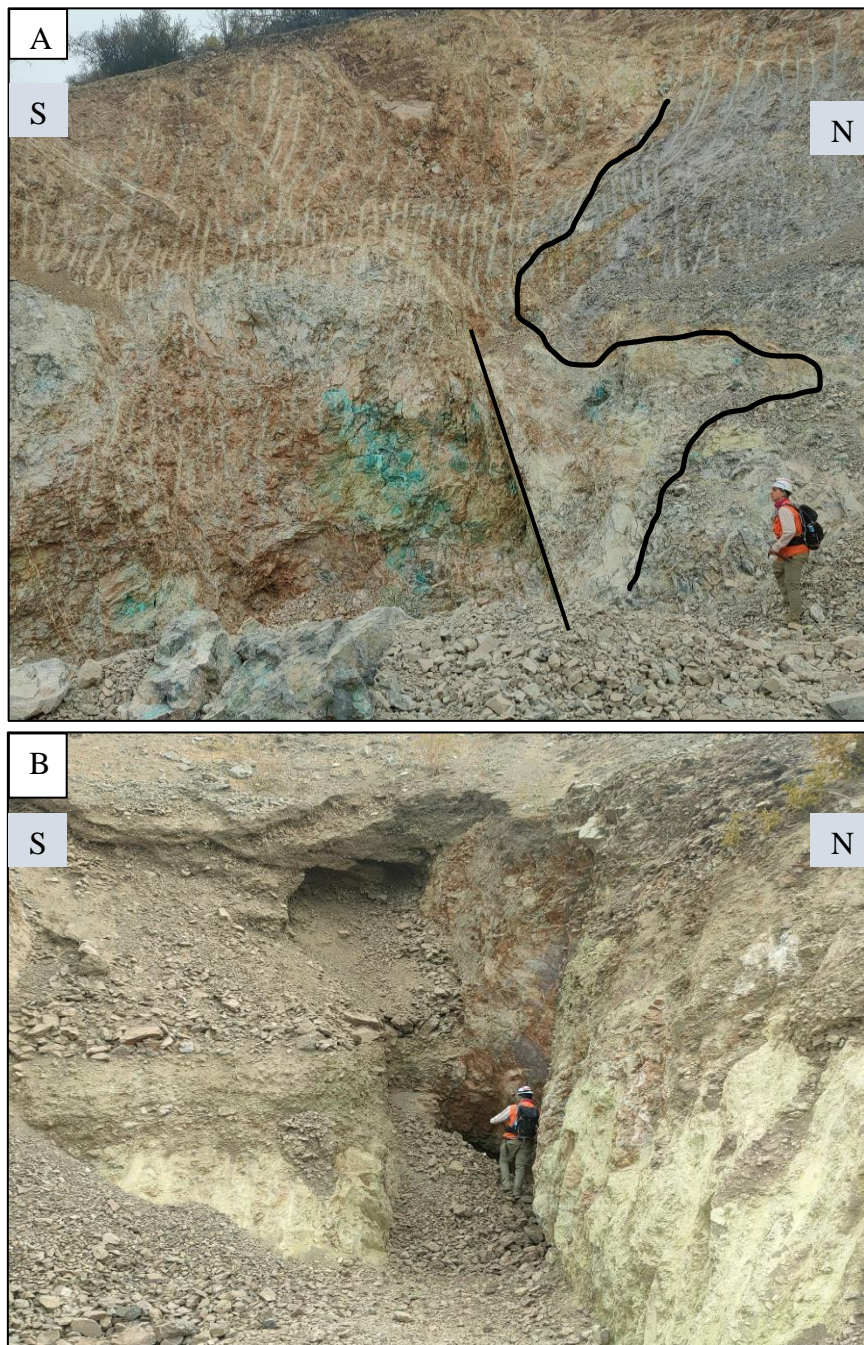


Figura 3.19 UTM 352803E, 6377371N. A) Mineralización de Ox. de Cu. asociada a estructura de rumbo EW y alto ángulo de manteo hacia el norte, intrusivo (al sur, cortando ocoíñas de la Formación Cerro Morado al este). B) Labor minera con piques orientados a 70° , en las paredes de la labor se observan planos discretos con estrías de falla de muy bajo ángulo de rake, evidencia movimientos en el rumbo.

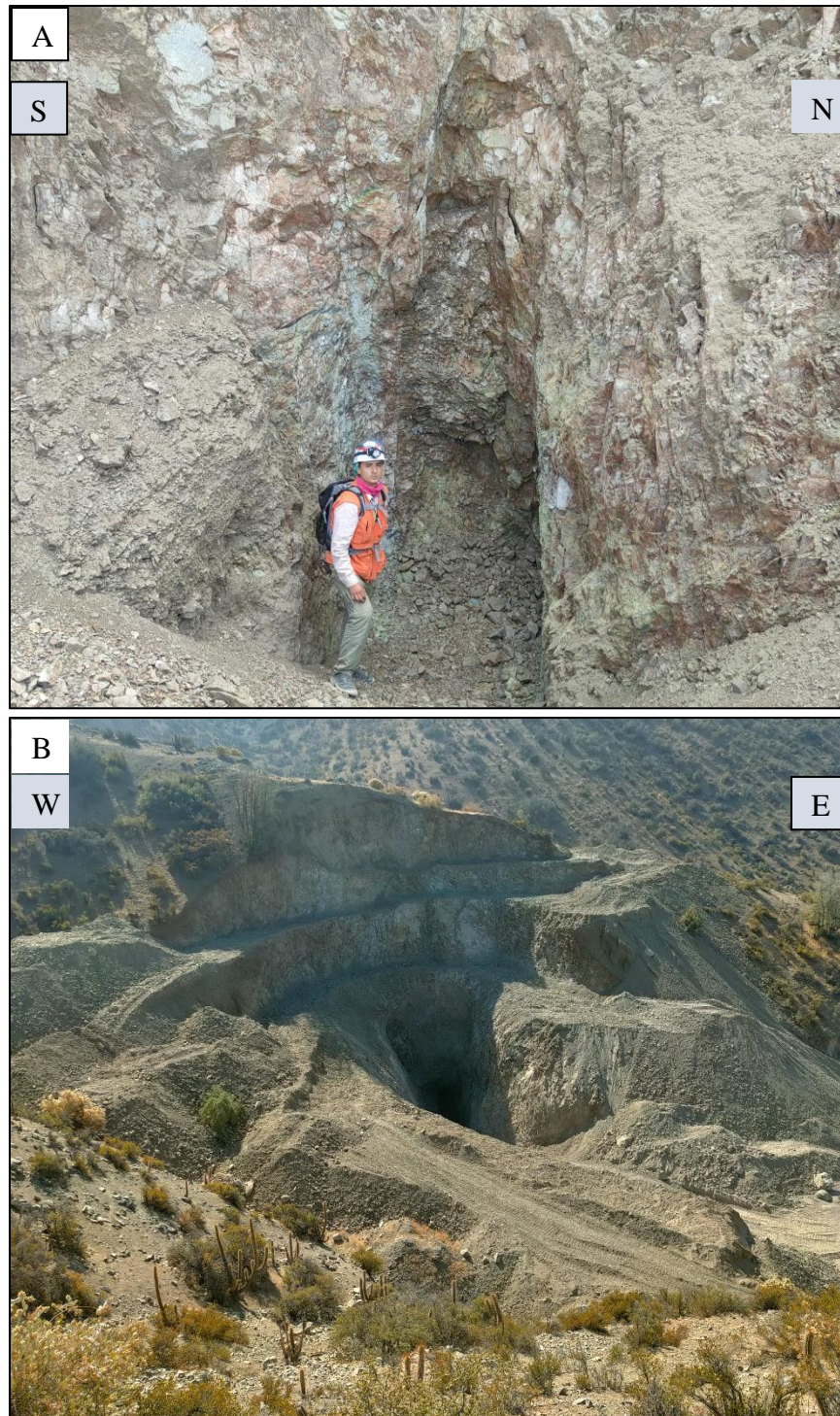


Figura 3.20 UTM 352752E, 6377953N. A) Labor minera, muestra mineralización asociada a estructura de orientación EW y de alto ángulo. B) Vista hacia el norte, muestra mineralización asociada a estructura NS, paralela a la falla Jahuel de orientación NS.

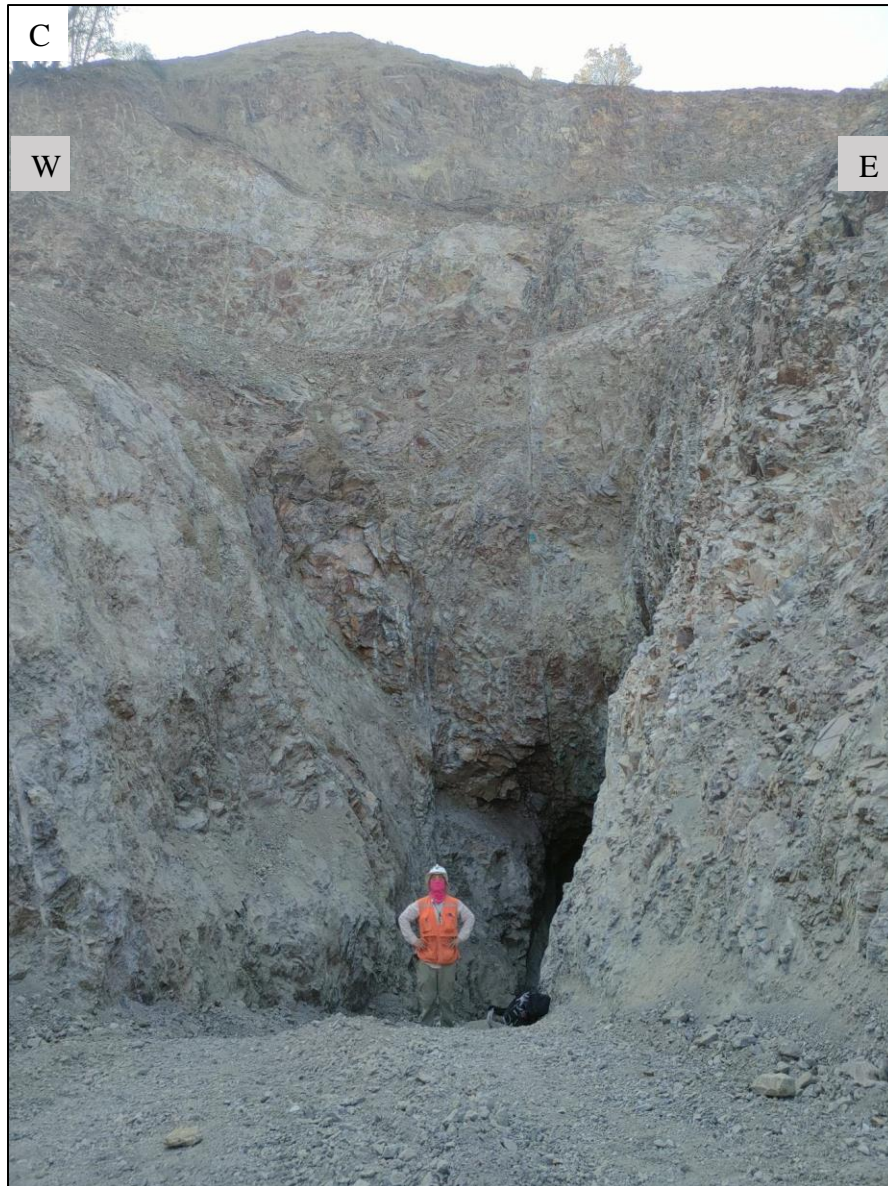


Figura 3.21 UTM 352752E, 6377953N. C) Detalle labor minera (Figura 3.12 B) de orientación NS, paralela a la Falla Jahuel, en el sector de Las Bandurrias.

Se puede ver en base a la evidencia que en el **sector occidental** existe un fuerte control estructural que pudiera estar asociado al emplazamiento de intrusivos, que afectan a rocas de la Formación Cerro Morado. De forma general se observan dos tipos de estructuras principales, estas son estructuras NS de alto ángulo de manto, y estructuras EW también de alto ángulo de manto. Respecto a la cinemática, sólo es posible asociar movimientos sinestrales a las estructuras EW, pues para las estructuras NS no fue posible observar indicadores cinemáticos claros.

3.2.2. Zona central

Este sector cuenta con 2 estaciones y 19 planos de falla medidos, también se presenta una falla observada, punto en el cual no se estableció una estación. Abarca los sectores de Campos de Ahumada Bajo y El Cobre.

La orientación de los planos de falla medidos en campos se resume a continuación (Tabla 3).

Estación	Plano	Azimuth/Manteo	rake	Sentido
E4	1	94/78	22°E	Dextral inverso
	2	290/76	25°W	Sinistral inverso
	3	287/73	29°W	Sinistral inverso
	4	298/84	26°W	Sinistral normal
	5	275/65	72°W	Normal sinistral
E5	1	120/72	62°SE	Normal sinistral
	2	104/55	24°SE	Sinistral normal
	3	90/84	80°E	Normal sinistral
	4	100/79	32°SE	Sinistral normal
	5	288/76	15°SE	Sinistral normal
	6	88/83	28°SE	Sinistral normal
	7	105/90	0	Sinistral
	8	295/80	14°SE	Sinistral normal
	9	55/70	70°N	Normal sinistral
	10	30/86	65°E	Normal sinistral
	11	346/74	40°N	Sinistral normal
	12	236/85	75°S	Normal sinistral
	13	120/71	44°W	Sinistral inverso
	14	44/83	19°S	Sinistral inverso

Tabla 3 Tabla resumen de los datos de las estaciones E4 y E5.

3.2.2.1. Estación 4

Se constituyó esta estación en la entrada de una labor minera, en donde afloran ocoítas de la Formación Cerro Morado, las cuales muestran estrías de falla con un fuerte componente de movimiento en el rumbo, no obstante, también hay evidencia de cizalle con componente de movimiento en el manteo.



Figura 3.22 UTM 353775E, 6377371N. Afloramiento Estación 4. Entrada a un pique minero de orientación EW, con estrías de falla en sus paredes.

A continuación, se presentan imágenes de los 5 planos de espejos de falla medidos y su respectiva proyección estereográfica.

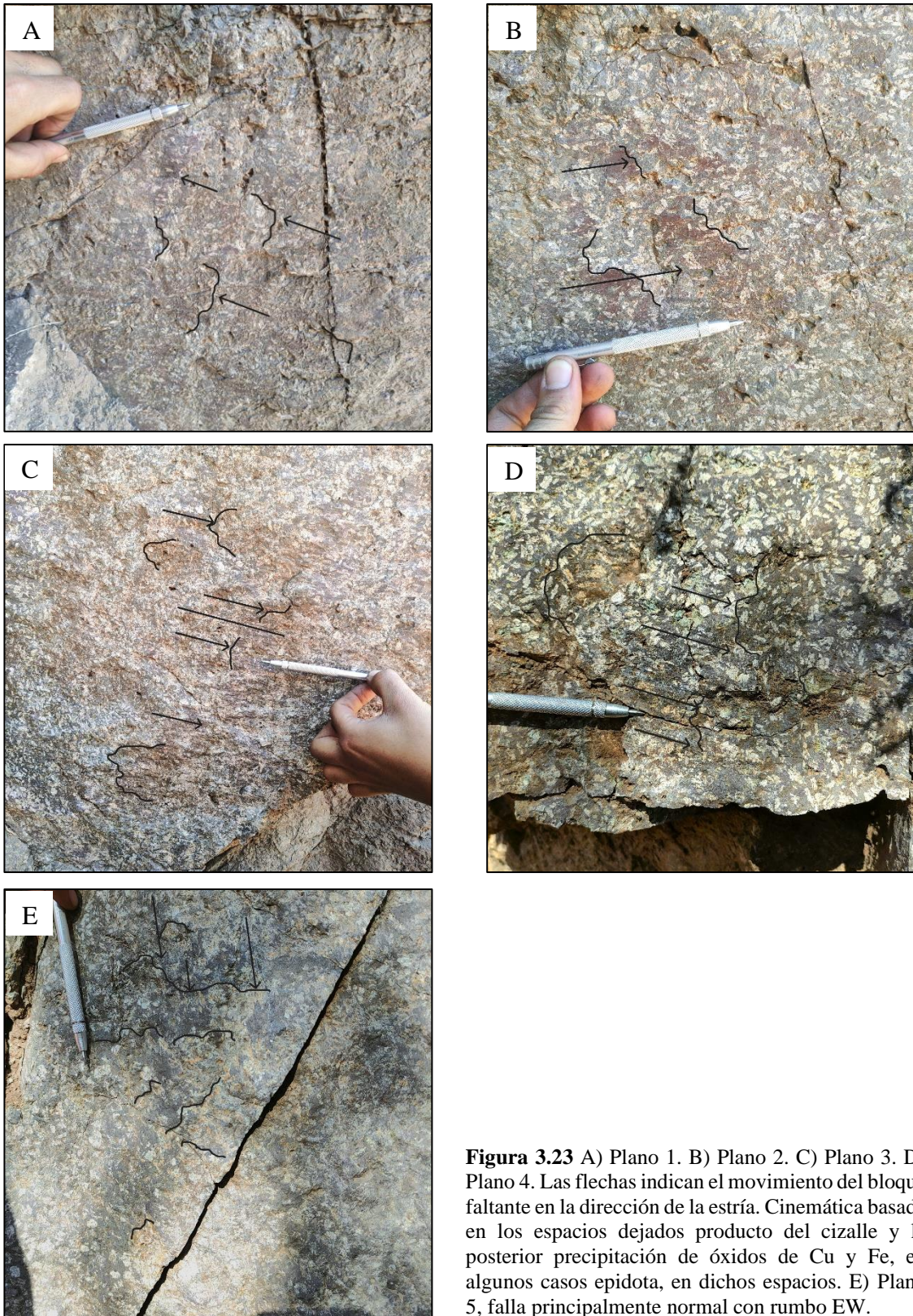


Figura 3.23 A) Plano 1. B) Plano 2. C) Plano 3. D) Plano 4. Las flechas indican el movimiento del bloque faltante en la dirección de la estría. Cinemática basada en los espacios dejados producto del cizalle y la posterior precipitación de óxidos de Cu y Fe, en algunos casos epidota, en dichos espacios. E) Plano 5, falla principalmente normal con rumbo EW.

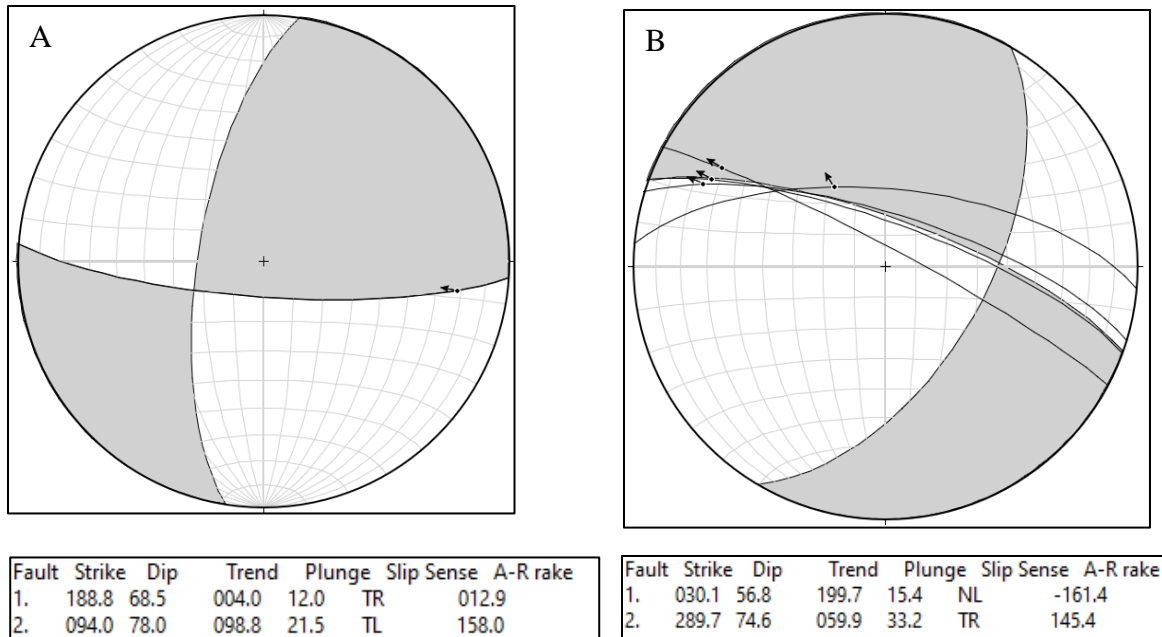


Figura 3.24 Datos estación 4. A) Plano 1, falla normal y cinemática dextral. B) Planos 2 al 5, fallas de orientación $290^{\circ}/75^{\circ}$ aproximadamente, con cinemática principalmente sinistral, a excepción del plano 5 que indica un movimiento principalmente normal, con rumbo EW.

En esta estación, predominan los indicadores cinemáticos de movimiento con componente en el rumbo, en menor medida, se encontró un plano con movimiento normal, el cual se interpreta como un movimiento de acomodamiento de bloques. En base a la evidencia, se puede establecer que en esta zona existe una falla con rumbo y manteo aproximado de $290^{\circ}/75^{\circ}$, en la cual prima el movimiento en el rumbo, con sentido sinistral y un leve componente normal.

3.2.2.2. Estación 5

Estación ubicada a 30 m de la estación 4, consta de 14 planos de espejos de falla medidos, representa un complejo escenario de deformación con planos multidireccionales de fallamiento que muestran diversos sentidos de movimiento expuestos en el rajo de una labor minera, sumado a lo anterior, el macizo rocoso presenta un alto grado de fracturamiento, está afectado por una alteración hidrotermal a epidota y arcillas.

A continuación, se exponen algunas de las imágenes tanto del afloramiento como de algunas poblaciones de falla medidas, las cuales se agruparon por tendencias de rumbo y cinemática.



Figura 3.25 UTM 353748E, 6377329N. A) y B) Fotos del afloramiento de la estación 5, secuencia de fotos de sur a norte. Macizo rocoso altamente fracturado con alteración hidrotermal de epidota y arcillas.

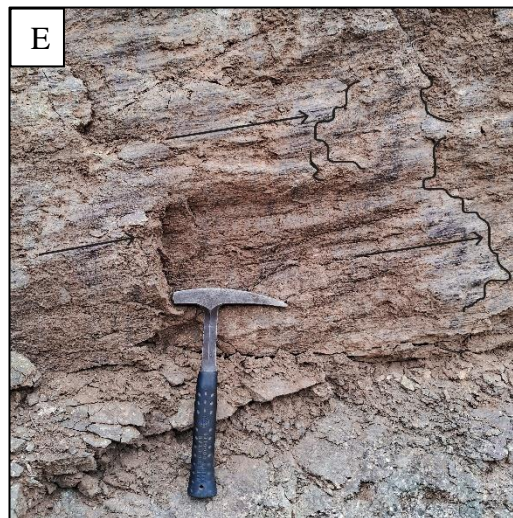
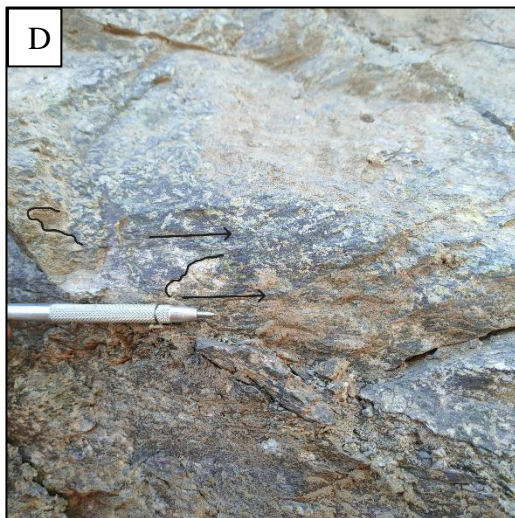


Figura 3.26 UTM 353748E, 6377329N. C) Continuación hacia el norte de la secuencia de fotos del afloramiento de sur a norte. En el martillo, se observan estrías de falla subhorizontales. D) Plano 7. E) Plano 14.

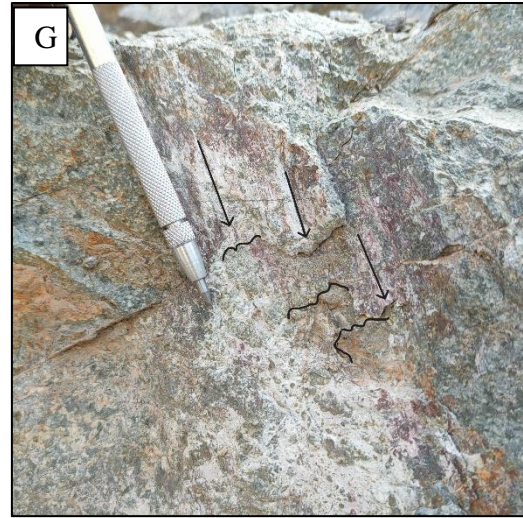
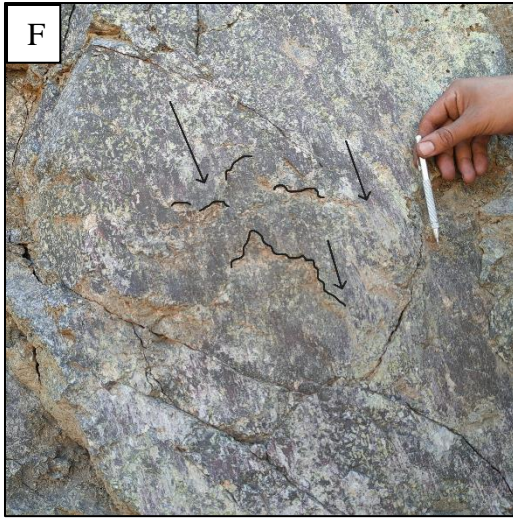
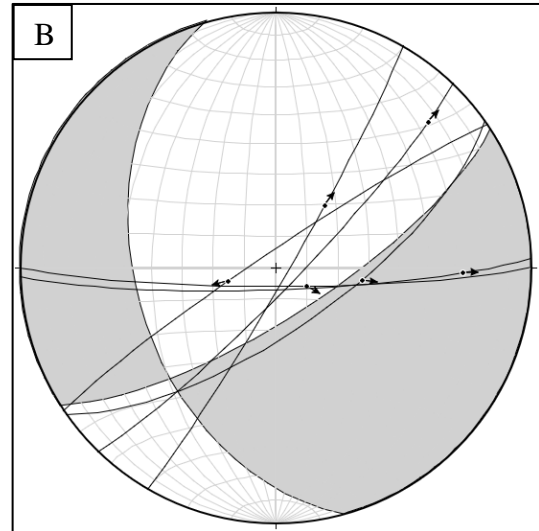
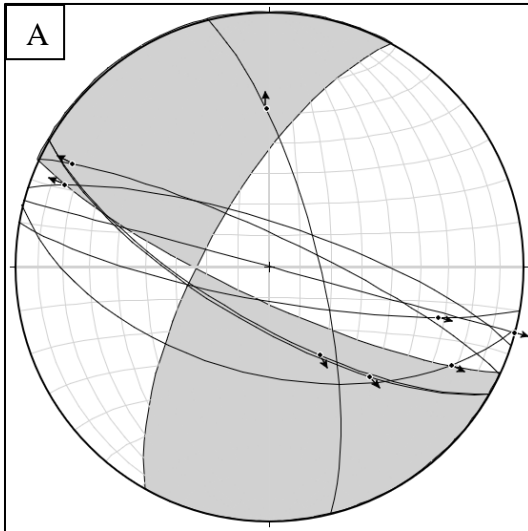


Figura 3.27 F) Plano 10. G) Plano 12.



Fault	Strike	Dip	Trend	Plunge	Slip Sense	A-R rake
1.	208.9	69.6	024.8	11.0	NL	-168.2
2.	114.8	79.0	118.9	20.4	TR	159.2

Fault	Strike	Dip	Trend	Plunge	Slip Sense	A-R rake
1.	164.4	44.5	032.7	16.1	NL	-156.7
2.	057.3	73.9	074.4	45.5	TR	132.0

Figura 3.28 A) Estereograma planos de falla 1, 2, 4, 5, 7, 8, 11 y 13. B) Estereograma planos de falla 3, 6, 9, 10, 12 y 14.

Para el primer estereograma de la figura (Figura 3.28 A) se observa que el plano solución de la falla, tiene una orientación principal $115^{\circ}/79^{\circ}$ y presenta un movimiento principalmente sinistral, con un leve componente de movimiento en el manteo. Para la figura (Figura 3.28 B) hay dos poblaciones de fallas, una corresponde a fallas EW de alto ángulo de manteo, con movimientos en el rumbo principalmente sinestrales y otras fallas de orientación aproximada $50^{\circ}/70^{\circ}$ tanto con

movimientos en el manto como en el rumbo, no obstante, la cinemática principal en el rumbo es sinistral.

Al igual que en el sector occidental, la mineralización está asociada a las zonas de intersección de estructuras y asociado también a la ocurrencia de cuerpos hipabisales que intruyen a rocas ocoíticas de la Formación Cerro Morado en la zona.

La falla de la figura (Figura 3.29), corresponde a una falla de rumbo sinistral observada en terreno, cuya orientación es de $285^{\circ}/80^{\circ}$, el dato de buzamiento fue asignado por extrapolación de la información en campo. Afecta a rocas mesozoicas, en el contacto de la Formación Cerro Morado y la Formación Las Chilcas. El desplazamiento a lo largo del rumbo de la falla es de 8 m aproximadamente.



Figura 3.29 UTM 353876E, 6377838N. Falla sinistral, de orientación $285^{\circ}/80^{\circ}$. La línea roja marca el contacto entre la Formación Cerro Morado (al NW) y la Formación Las Chilcas (al SE).

3.2.3. Zona oriental

Está ubicado en una quebrada de orientación EW, tributaria de la quebrada El Barro. Cuenta con 3 estaciones y 16 planos de falla medidos. La orientación de los planos de falla medidos en campo se resume a continuación (Tabla 4).

Estación	Plano	Azimuth/Manteo	rake	Sentido
E6	1	100/76	35°E	Sinistral normal
	2	90/80	36°E	Sinistral normal
	3	95/80	33°E	Sinistral normal
	4	95/70	30°E	Sinistral normal
	5	98/76	30°E	Sinistral normal
E7	1	341/88	10°SSE	Sinistral inverso
	2	165/82	10°SSE	Sinistral inverso
	3	341/88	66°NW	Sinistral inverso
	4	170/58	68°NW	Normal dextral
	5	330/90	7°SSE	Sinistral inverso
	6	167/85	8°NW	Dextral inverso
E8	1	315/77	16°E	Dextral
	2	315/82	16°E	Dextral

Tabla 4 Tabla resumen de los datos de las estaciones E6, E7 y E8.

3.2.3.1. Estación 6

La estación 6 corresponde a un afloramiento de tobas cristalinas de la Formación Abanico, está ubicada en la ladera norte de la quebrada, presenta 5 planos de falla con sus respectivos indicadores cinemáticos.



Figura 3.30 UTM 355953E, 6377536N. Espejos de falla de la estación 6. A) Afloramiento estación 1, vista hacia el este.

De la figura (Figura 3.31 F), se desprende que la población de fallas medidas, define un plano solución de falla de actitud $96^{\circ}/76^{\circ}$ con una cinemática sinestral normal.

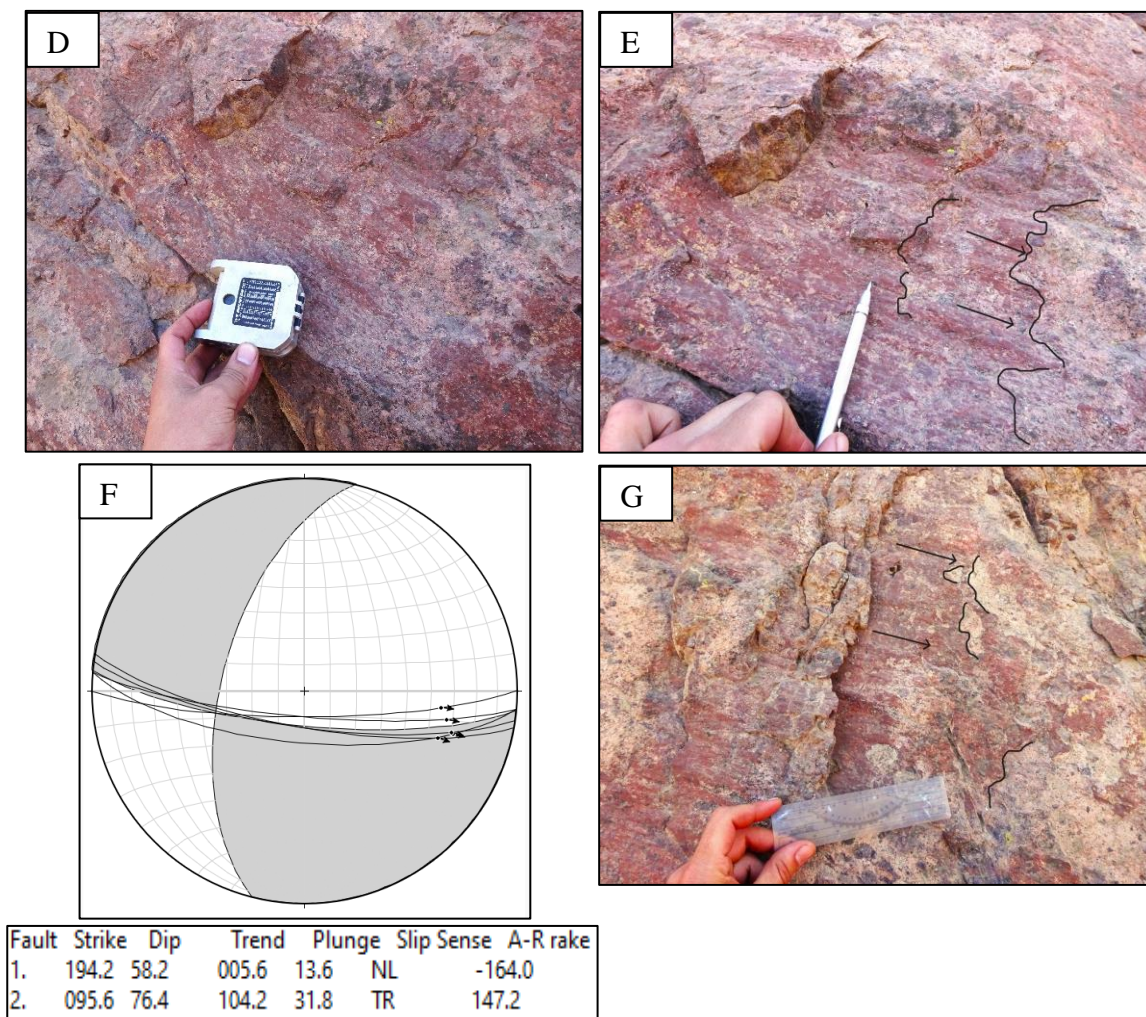
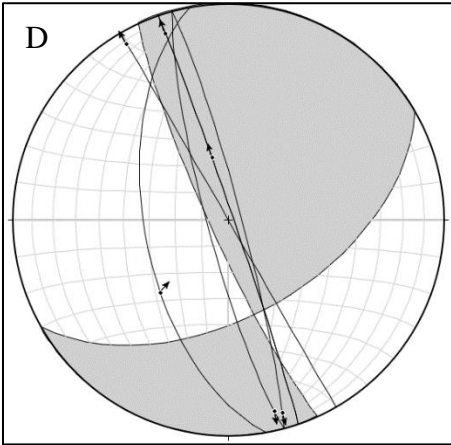


Figura 3.31 Espejos de falla de la estación 6. D) Plano 3. E) Plano 4. F) Población de fallas EW y el plano solución de la falla. G) Plano 5.

3.2.3.2. Estación 7

La estación 7, corresponde a un afloramiento de tobas cristalinas de la Formación Abanico, que presentan un alto grado de fracturamiento, fue posible encontrar evidencias de fallamiento en un área rocosa ubicada en la ladera sur de la quebrada.



Fault	Strike	Dip	Trend	Plunge	Slip Sense	A-R rake
1.	057.8	67.8	060.6	07.0	TL	172.5
2.	150.6	83.0	032.2	22.2	TR	022.4

Figura 3.32 UTM 356101E, 6377423N. A) Afloramiento rocoso en la ladera sur de la quebrada. B) Plano 2. C) Plano 3. D) Estereograma estación 7.

A partir de los datos graficados en el estereograma de la figura (Figura 3.32 D), se infiere que existe una tendencia de fallamiento con orientación $151^{\circ}/83^{\circ}$ con cinemática principalmente sinistral inversa, el plano que define un movimiento dextral cuenta con una baja confiabilidad ($C=1$), por lo tanto, no se incluye en el análisis general de esta estación.

3.2.3.3. Estación 8

Esta estación constituye uno de los rasgos estructurales más importantes de la **zona oriental**. Consiste en un acantilado de al menos 30 m de altura, está ubicado en la ladera sur de la quebrada, se muestra como un macizo rocoso intensamente fracturado, en cuya parte central, presenta estrías de falla que muestran fibras recristalizadas producto del cizalle. Estas estrías permiten caracterizar fielmente el movimiento de desplazamiento de la falla.



Figura 3.33 UTM 357344E, 6377375N. Afloramiento de la estación 8, ubicado en la ladera sur de la quebrada. 30 m de alto aproximadamente.

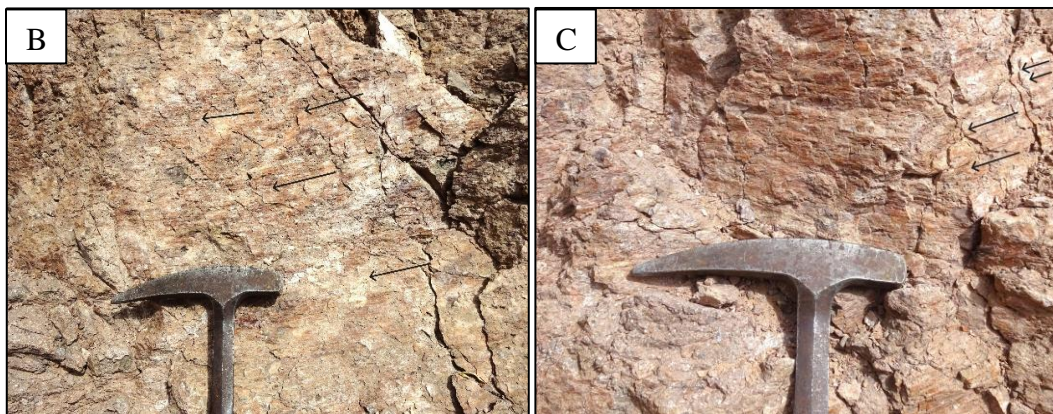
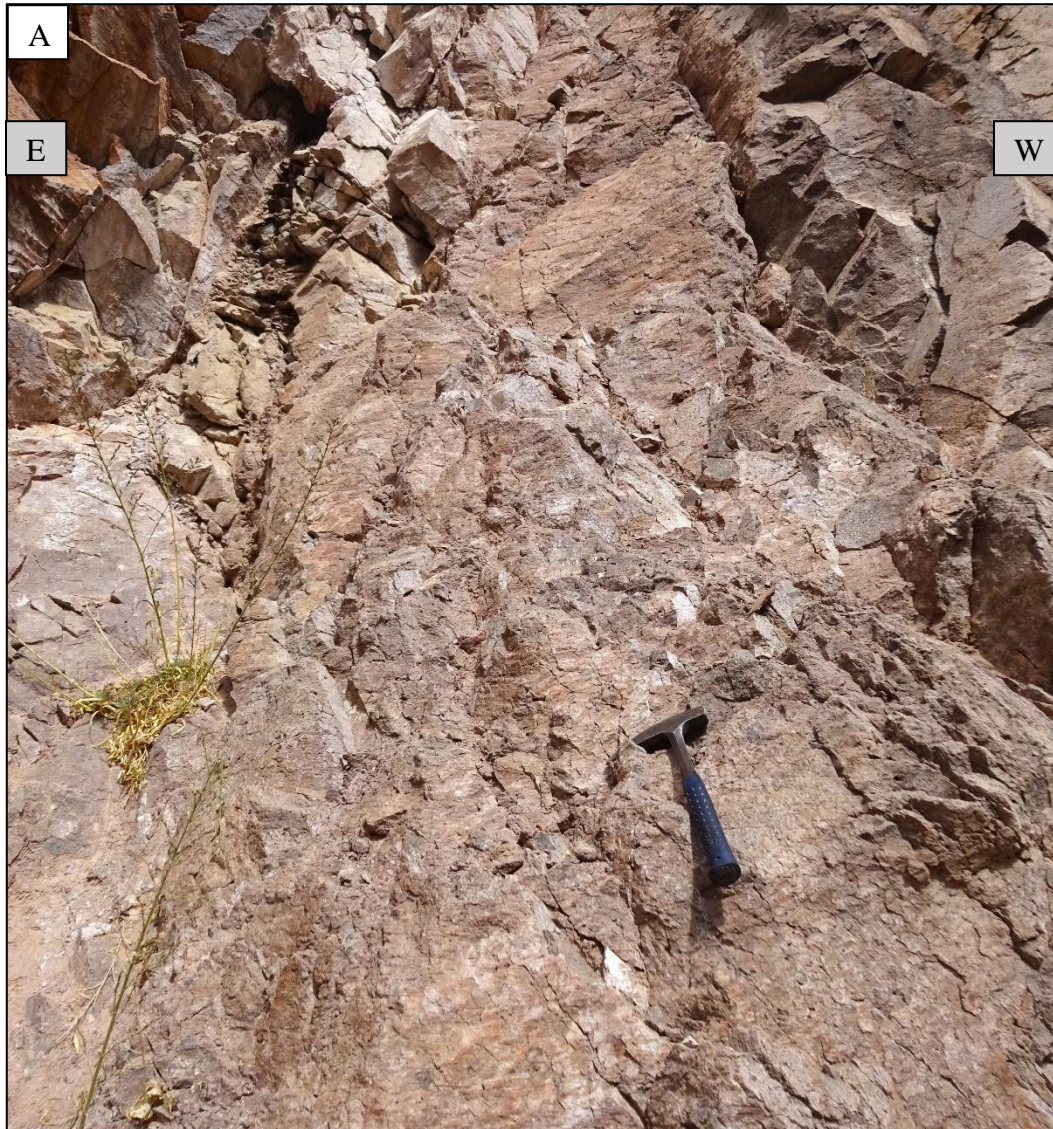


Figura 3.34 A) Núcleo de la falla, presenta estrías de cizalle y también crecimiento de fibras recristalizadas. B) y C) muestran el fallamiento de rumbo con cinemática dextral, evidenciado en fibras recristalizadas de sílice, las flechas indican el movimiento del bloque faltante.

El estereograma de la figura (Figura 3.35) resume los datos obtenidos de los planos 1 y 2 de la estación 8, si bien, se graficaron sólo 2 planos de falla, éstos representan múltiples mediciones (mínimo 5 planos para cada plano medido) de planos coherentes con un alto nivel de confianza (C=3). De lo anterior, se desprende la existencia de una falla observada con orientación 315°/80°, con un movimiento casi netamente en el rumbo y de cinemática dextral.

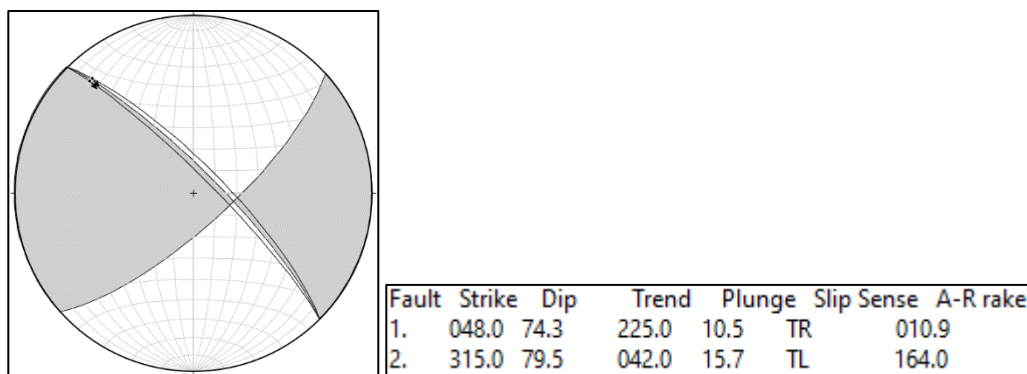


Figura 3.35 Estereograma fallas medidas en la estación 8.

3.2.4. Lineamientos

Los lineamientos corresponden a rasgos lineales o levemente curvos sobre la superficie terrestre, estos pueden estar relacionados a fracturas, contactos geológicos o estructuras bajo el subsuelo. Al momento de realizar un análisis de los lineamientos, es importante tener en cuenta la orientación y la longitud, pues pueden tener relación con distintos procesos de deformación que ocurren en profundidad (Sichugova *et al.*, 2020).

A continuación (Figura 3.36) se muestran los lineamientos identificados en el área de estudio, se obtuvieron a través del estudio comparativo de imágenes satelitales y un modelo de elevación digital (DEM) combinado (12,5 m y 4 m de resolución por píxel). Se utilizó la herramienta *hillshade* con un azimut de 315° y un ángulo de exposición solar de 45°.

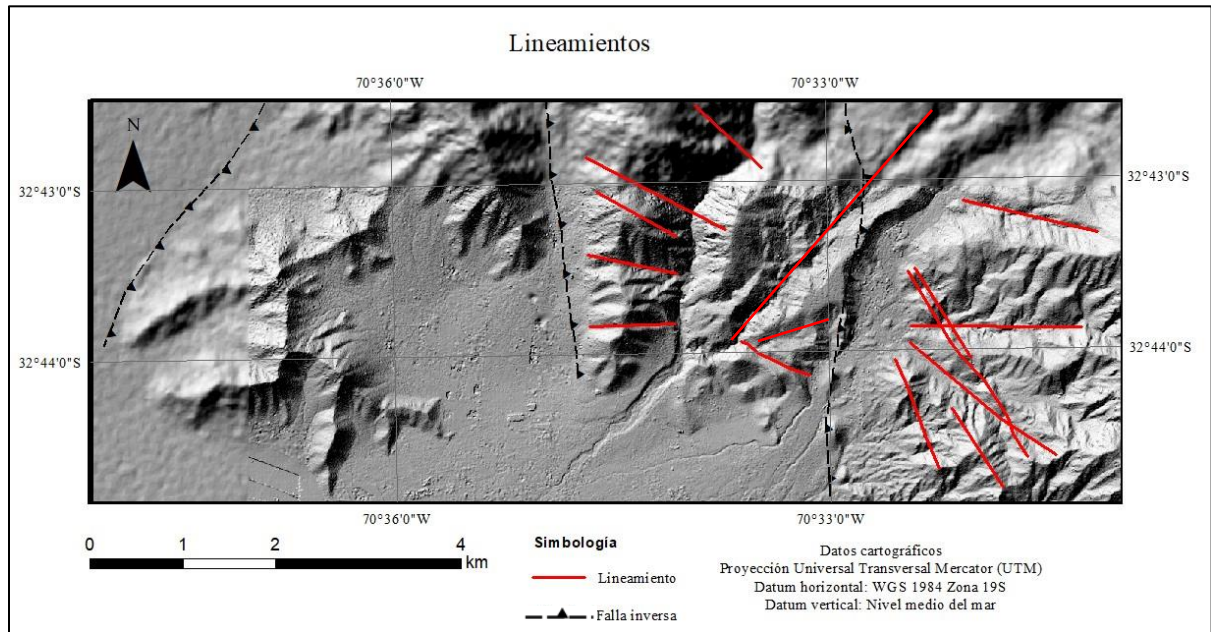


Figura 3.36 Mapa de lineamientos reconocidos en el área de estudio.

A partir de la información contrastada de los datos estructurales puntuales obtenidos en campo, junto a las características de los afloramientos, se puede observar en el mapa geológico de la figura (Figura 3.37), que ciertos lineamientos identificados en el área destacan características morfológicas particulares, como afloramientos alineados que sobresalen del entorno, así como también quebradas orientadas en la dirección de los planos de falla reconocidos, esto permite relacionar directamente estos rasgos con fallas de rumbo observadas en el área de estudio. De este modo, se proponen las fallas transcurrentes oblicuas a los sistemas principales ~NS con un buen nivel de certidumbre respecto de su cinemática.

3.2.5. Actualización mapa geológico de Jackson-Gain (2023)

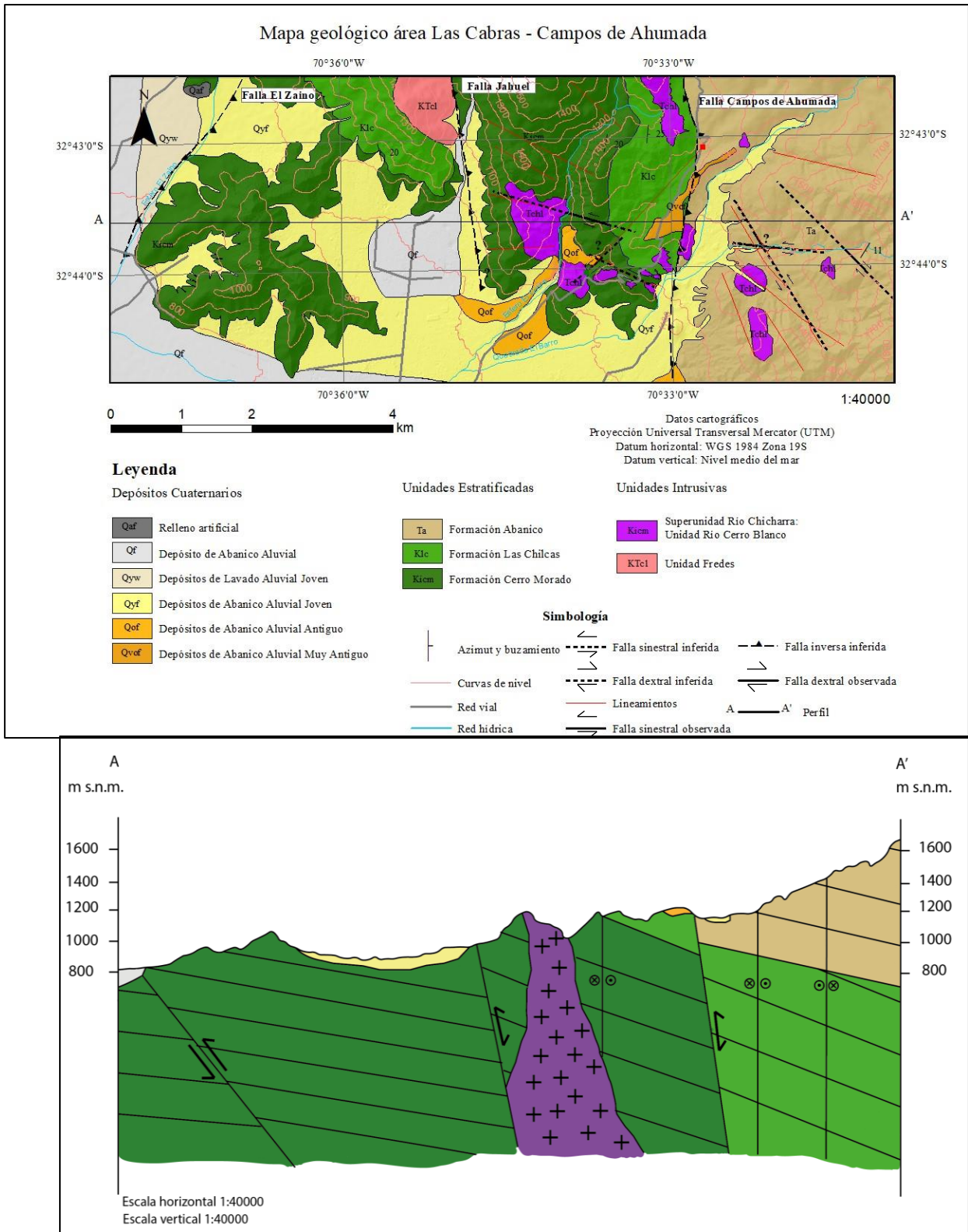


Figura 3.37 Mapa y perfil geológico área Las Cabras – Campos de Ahumada.

3.2.6. Mapa estructural área las Cabras – Campos de Ahumada

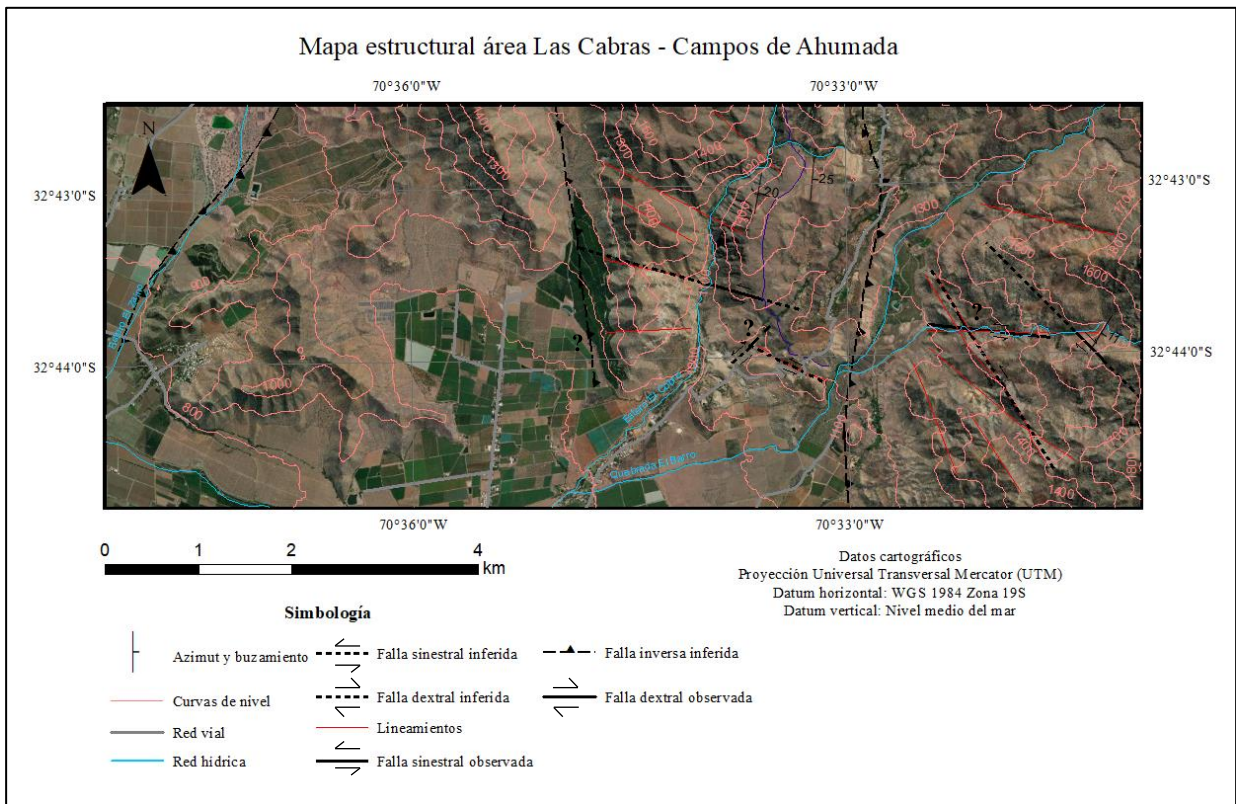


Figura 3.38 Mapa estructural de la zona de estudio.

El mapa estructural (Figura 3.38) permite ver como se disponen las estructuras propuestas con la imagen satelital y sus relaciones con la morfología del área.

4. Discusión

La primera parte de las discusiones se enfocará en el levantamiento estratigráfico realizado en este trabajo.

A continuación (Figura 4.1), se presenta un extracto modificado del mapa de Said, A. (2021), el cual representa el contexto estratigráfico a partir del cual se formuló parte de las problemáticas a resolver en esta investigación.

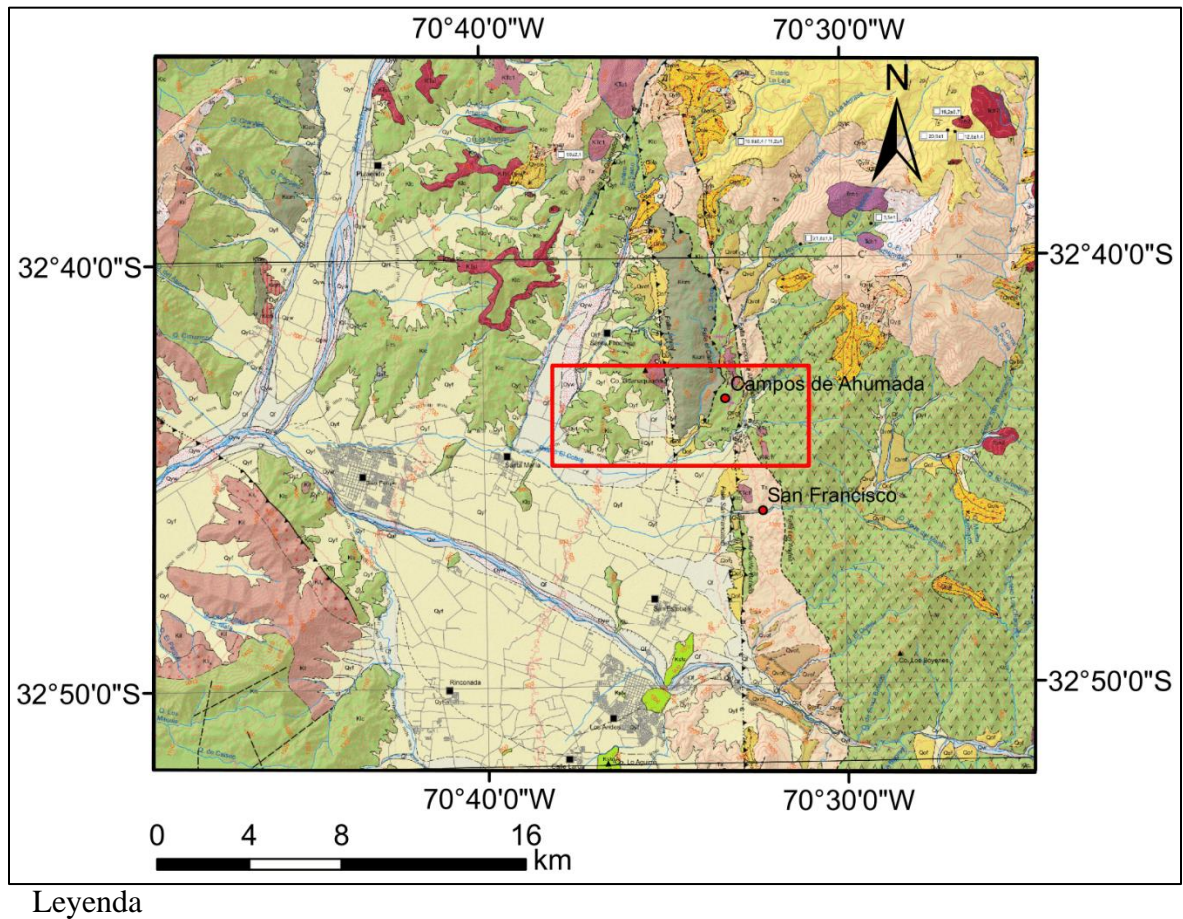


Figura 4.1 Mapa geológico del entorno de la Depresión Los Andes-San Felipe, extraído y modificado de Said, A. (2021). La leyenda se remite a las unidades que afloran en el área indicada con rectángulo rojo.

Al comienzo de esta investigación, debido a una falta de estudios estratigráficos realizados en el entorno de Campos de Ahumada, en particular, al este de la ZFP en las inmediaciones de la quebrada El Barro, no permitía tener una cierta claridad respecto a qué unidades afloran en este sector, esto también sumado a la falta de datos geocronológicos que permitieran acotar con mayor seguridad las unidades formales presentes en la zona.

Machuca, C. (2017) realiza un trabajo de estratigrafía en el entorno de la zona de falla Pocuro, específicamente en el límite norte del área de estudio, los levantamientos estratigráficos en su área le permiten reconocer la presencia de unidades litológicas correlacionables con la Formación Abanico al este de la ZFP, no obstante, en un trabajo posterior realizado por Said, A. (2021), a través del uso de imágenes satelitales y el estudio de bandas espectrales, de forma remota formula la hipótesis de que al este de la ZFP desde la quebrada El Barro hacia el sur, en el valle del estero San Francisco, aflorarían unidades cretácicas correlacionables con la Formación Las Chilcas. Esta hipótesis ya había sido reportada en la hoja Quillota-Portillo cartografiada por Rivano *et al.* (1993), quienes reconocen la presencia de unidades cretácicas al este de la ZFP representadas por la Formación Pelambres. Dada la falta de dataciones de ese entonces, sumado a la gran similitud litológica que presentan las distintas unidades mesocenoicas que afloran en el área constituía una posibilidad plausible.

Posteriormente Canales, A. (2022) realiza un levantamiento estratigráfico al este de la ZFP unos 5 km al sur del área, en su trabajo reporta ~3000 m de potencia de secuencias de rocas correlacionables con la Formación Abanico. Sumado a lo anterior, resultados geocronológicos expuestos por Jackson-Gain *et al.* (2023), quien data rocas piroclásticas ácidas a través de U/Pb en circones, permite acotar la edad de los depósitos piroclásticos, que muestran edades cenozoicas al este de la ZFP al menos en el área de este trabajo.

Esta información permite contrastar el levantamiento estratigráfico realizado en la quebrada El Barro, en la cual se registró información de más de 800 m de secuencias compuestas por rocas volcánicas, piroclásticas y volcanosedimentarias que presentan similitud litológica con lo descrito más al sur en las columnas realizadas por Canales, A. (2022), por ello es que se determina que al este de la ZFP afloran unidades cenozoicas atribuibles a la Formación Abanico.

Los resultados cronoestratigráficos de Jackson-Gain *et al.* (2023), permiten actualizar a mayor detalle las unidades aflorantes en el área sur de Campos de Ahumada, gran parte de los afloramientos ubicados al oeste de la falla Jahuel, estaban reconocidos como depósitos de la

Formación Las Chilcas. Luego de su trabajo, se reconocen como unidades de la Formación Cerro Morado, restringiendo los afloramientos de la Formación Las Chilcas a una franja ~NS que aflora entre las localidades de Las Cabras y Las Bandurrias hasta limitar con la traza de la falla Jahuel.

En el área se reconoce un *gap* depositacional entre los límites Eoceno y Oligoceno, coherente con lo expuesto por Arias, L. (2019), quien explica que posterior a la depositación de las secuencias volcánicas del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas, se produce una migración hacia el este del arco magmático, que posteriormente se representa por las unidades San Lorenzo y más hacia el este la Unidad Fredes, estos cuerpos intrusivos de menor escala como diques, *sills* y *stocks*, intruyen en el Cretácico Tardío, posteriormente según los resultados termocronológicos de Campbell, D. (2005), las edades de exhumación de la Formación Las Chilcas mediante trazas de fisión en apatito, revelan la posibilidad de que estas rocas hayan sido exhumadas entre el Eoceno y el Oligoceno evidenciando un etapa erosiva importante.

Comparando la información recopilada en esta investigación con el trabajo de Machuca, C. (2017), hay diferencias contrastantes en la interpretación estructural que realiza. A continuación, se presenta la figura (Figura 4.2) que muestra el mapa de Machuca, C. (2017).

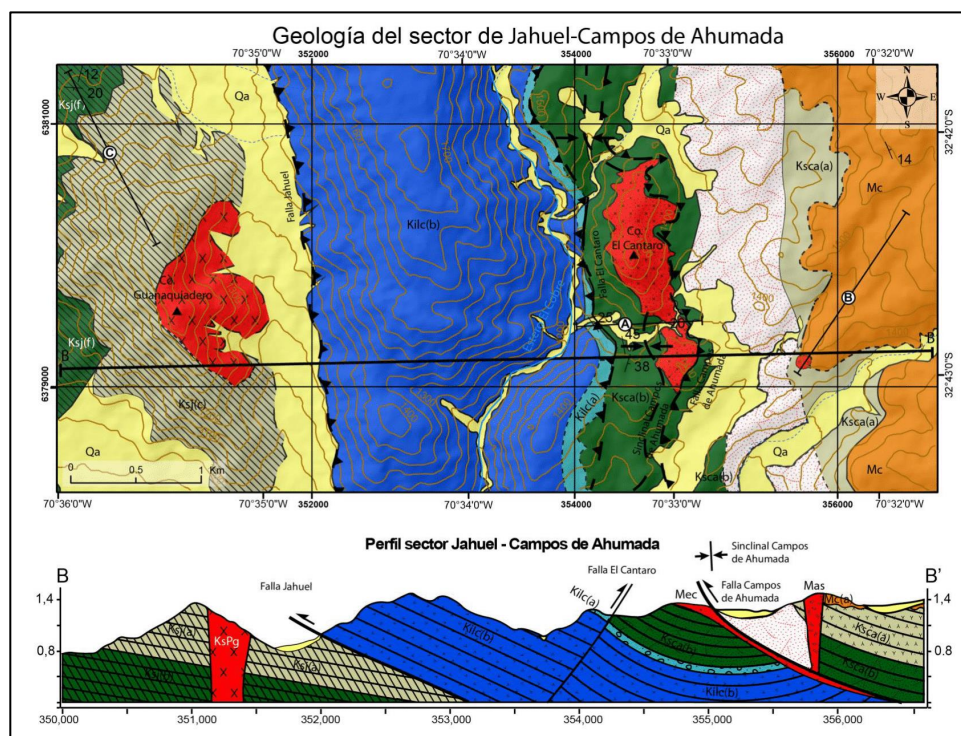


Figura 4.2 Mapa y perfil geológico del sector de Campos de Ahumada (Machuca, 2017).

En este mapa se interpreta que el contacto entre la Formación Cerro Morado y La Formación Las Chilcas al este de la falla Jahuel, se produce a través de una estructura de tipo *backthrust*, sin embargo, la información expuesta en el mapa y perfil geológico balanceado de Pérez, C. (2023), junto con los datos recopilados en terreno, permiten desestimar la ocurrencia de la falla inversa de vergencia este El Cántaro, pues tanto al sur como al norte del cerro El Cántaro se evidencia un contacto levemente discordante como muestra la figura (Figura 4.3), y respecto al sinclinal Campos de Ahumada, se reportan importantes variaciones en el manto de las capas de la Formación Las Chilcas las que van de 25°E a 60°E, pero esto se remite a las cercanías de cuerpos intrusivos, en particular a los afloramientos cercanos al Intrusivo El Cántaro, por lo cual también se refuta la existencia de este plegamiento.



Figura 4.3 UTM 354135E, 6378903N. Vista hacia el norte, frente a la ladera sur del Cerro El Cántaro.

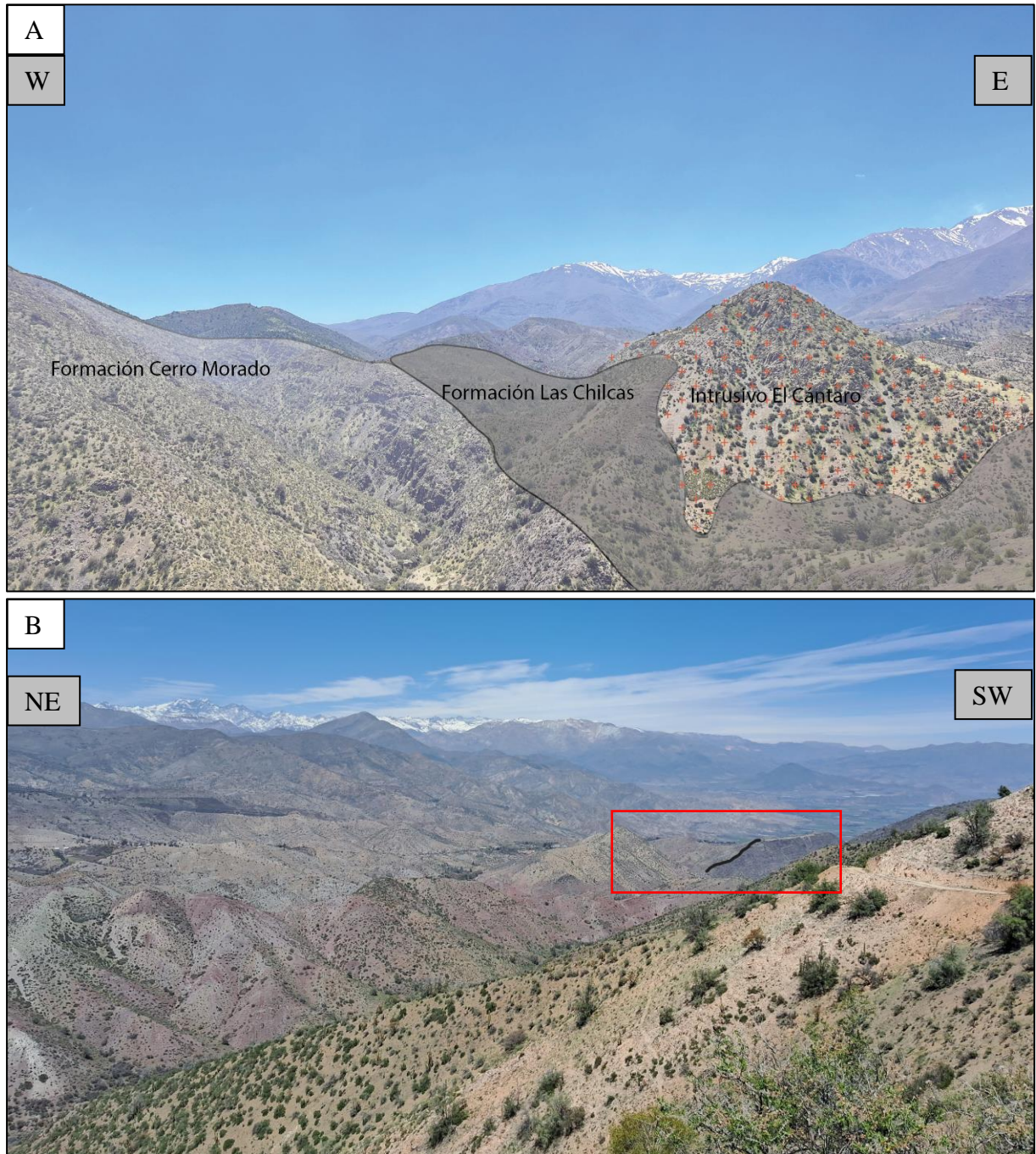


Figura 4.4 A) UTM 354135E, 6378903N. Vista hacia el norte del cerro El Cántaro, se puede apreciar en perspectiva el contacto levemente discordante entre las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas. B) Vista panorámica hacia el sur, en el recuadro rojo se observa el contacto entre las formaciones Cerro Morado al W y Las Chilcas al E.

La segunda parte de la discusión guarda relación con los aspectos estructurales de esta investigación. Este trabajo está basado en el modelo propuesto en el perfil estructural balanceado de Perez, C. (2023), en el cual propone una arquitectura de fallas inversas de vergencia oeste de

alto ángulo que son indicativas de un modelo de inversión tectónica. Se trata de fallas que en un principio fueron normales relacionadas al desarrollo del borde occidental de la Cuenca de Abanico y posteriormente fueron invertidas durante el Mioceno Inferior. Al igual que en este trabajo, Pérez, C. (2023) propone que la traza de la falla Campos de Ahumada se ubica más hacia el este según lo propuesto en el lineamiento del mapa de Said, A. (2021). Se muestra el perfil balanceado a continuación (Figura 4.5).

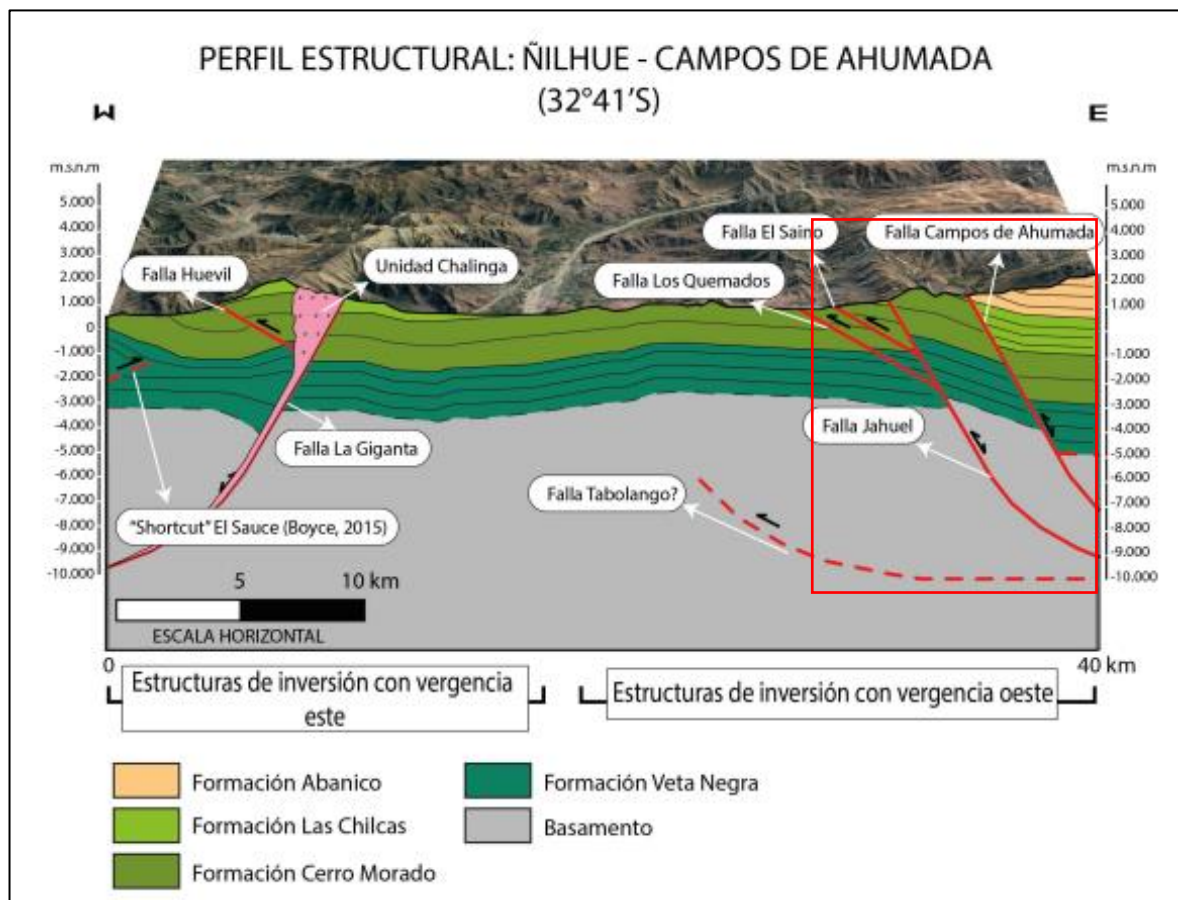


Figura 4.5 Perfil estructural balanceado Pérez, C. (2023). En el rectángulo rojo se indica el área de estudio.

Previo a la discusión sobre los sistemas de rumbo reconocidos, se introduce un esquema de fallas de transferencias extraído de Fossen, H. (2010), el cual permite ejemplificar lo que se propone en este estudio (Figura 4.6). Por definición las fallas de transferencia son fallas oblicuas a ortogonales a los sistemas principales, en este caso ~NS, que transfieren el desplazamiento (deformación) entre dos fallas extensionales o contraccionales.

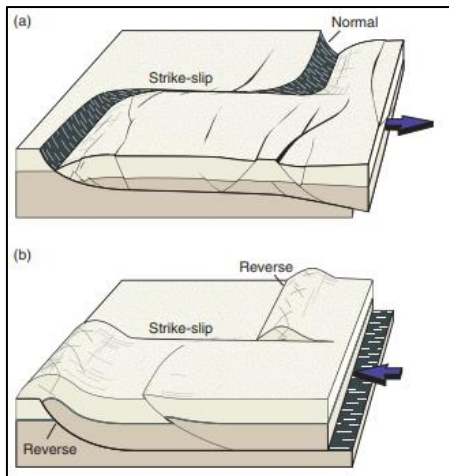


Figura 4.6 Fallas de transferencia, extraído de Fossen, H (2010).

Se presentan a continuación todos los estereogramas de las estaciones junto con un mapa geológico de la zona (Figura 4.7). Para las fallas interpretadas en el mapa geológico, analizando los estereogramas, para la estación 4 (recuadro rojo) se puede interpretar la existencia de una falla de rumbo ENW y con cinemática sinistral, de igual forma para la estación 5 (recuadro azul) se puede definir un fallamiento de dirección ENW también con cinemática sinistral coherente con los datos de la estación 4 y también un fallamiento de dirección NE con cinemática sinistral.

Con los datos obtenidos no fue posible interpretar un fallamiento claro respecto a las estaciones 1, 2 y 3, sólo se muestran como evidencias de fallas con movimientos en el rumbo, lo cual apoya la idea de que hay sistemas estructurales de rumbo en la zona.

En la parte oriental, se pueden interpretar al menos 3 fallas, la estación 6 (recuadro verde) permite interpretar un fallamiento de rumbo aproximado EW con cinemática sinistral, la estación 7 (recuadro amarillo) define un fallamiento principal de orientación NNW y de cinemática sinistral y por último en la estación 8 (recuadro púrpura) se define una falla de orientación N45°W con cinemática dextral.

Los alcances del análisis de esta investigación no permiten resolver cómo interactúan entre sí los sistemas de fallas oblicuas y su relación con los sistemas principales, no obstante, el análisis sí permite presentar evidencia sobre la existencia de sistemas de rumbo oblicuos a las fallas principales NS.

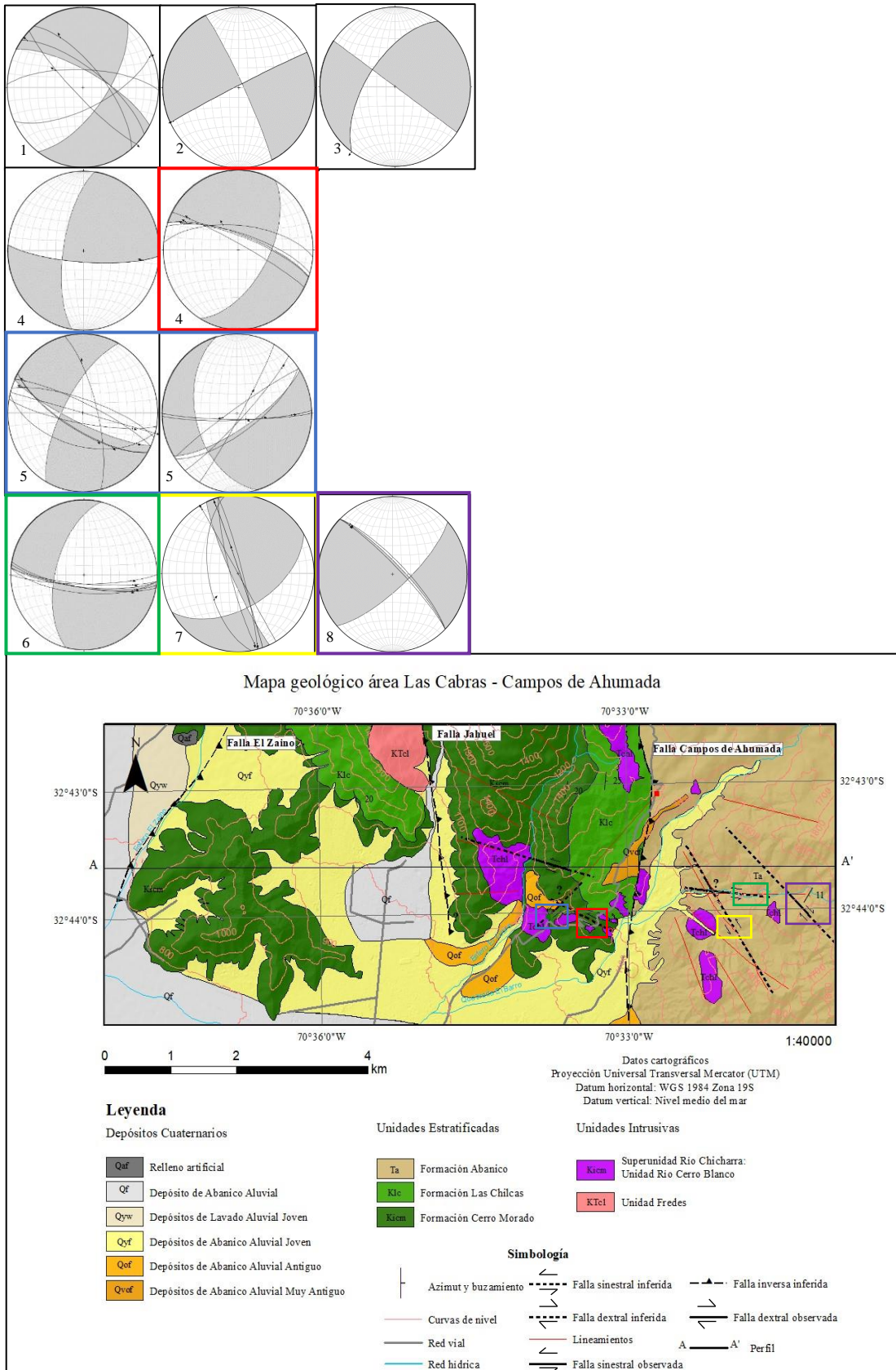


Figura 4.7 Mapa geológico y estereogramas de las fallas.

En otro trabajo propuesto por Taucare *et al.* (2022), se muestra un modelo estructural que difiere en su interpretación con el modelo de Pérez, C. (2023), si bien en él se indica que la falla Campos de Ahumada no ha sufrido inversión tectónica, hay otras evidencias expuestas en ese trabajo que son coherentes con las evidencias retratadas en los resultados obtenidos del análisis estructural principalmente cinemático de esta investigación.

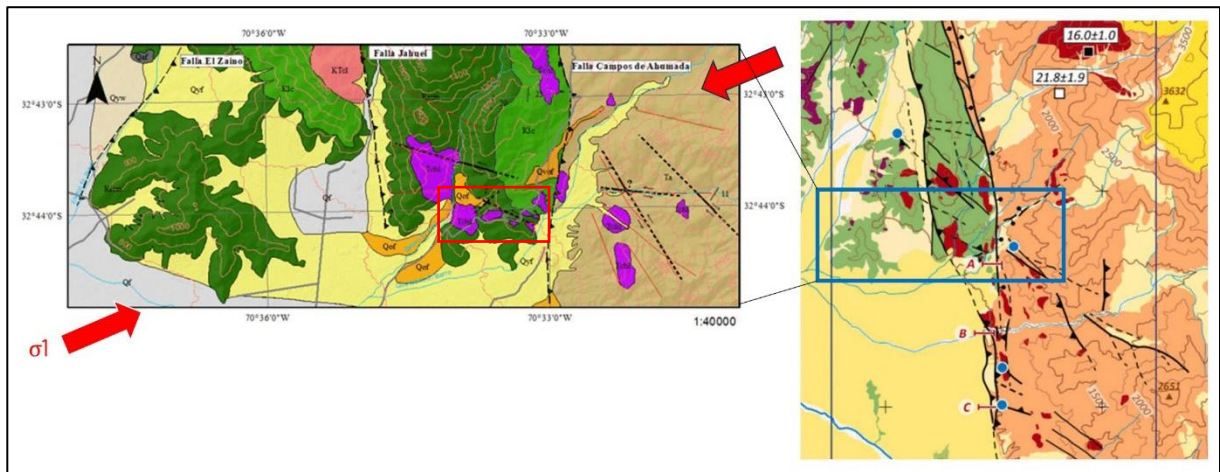


Figura 4.8 Comparación de los resultados obtenidos con el mapa de Taucare *et al.*, (2022). Recuadro azul indica el área de estudio. Recuadro rojo indica intrusivos alineados y no deformados en la traza de fallas.

A modo de comparación (Figura 4.8) se presenta un extracto del mapa de Taucare *et al.* (2022) que se solapa con el área de estudio, en primer lugar, en ambos trabajos se reconocen estructuras de primer orden de orientación $N10^{\circ}W$ a $N20^{\circ}E$, dichas estructuras presentan una cinemática principalmente inversa, no obstante, en trabajos anteriores se reconoce un componente de movimiento en el rumbo, principalmente dextral para las estructuras mayores (Rivano, 1996; Campbell, 2005; Estay, 2019). Por otro lado, existen lineamientos identificados por Taucare *et al.* (2022) que se proponen como fallas de cinemática desconocida, algunos de los cuales están ubicados en la parte este del área, en las cercanías de la quebrada El Barro y son reconocidos como fallas de cinemática sinistral en este trabajo. A modo general se reconocen sistemas de orientación preferencial cercana a la $\sim NW$ a $\sim EW$ que presentan cinemática sinistral, no obstante, Taucare *et al.* (2022) indica que tienen una cinemática inversa sinistral, alcances que en este trabajo no han sido posible de corroborar.

Respecto a la dinámica de los esfuerzos que pudieron haber dado origen a las estructuras identificadas en el área, también hay coherencias en cuanto a un posible régimen de esfuerzos

transpresivo, dado que un eje de esfuerzo principal (σ_1) ubicado en dirección NE-SW permitiría que se desarrollen estructuras con la cinemática identificada al menos para las estructuras ~NW y ~EW, que podrían representar movimientos antitéticos al movimiento dextral de las principales estructuras ~NS, pudiendo responder ambas al mismo campo de esfuerzos. Esta dirección del esfuerzo principal es coherente también con la dirección del vector de convergencia de placas obtenido de datos geodésicos a los 36°S cuya dirección es de N76°E (Vigni *et al.*, 2008).

Respecto a la temporalidad de la deformación asociada a las estructuras oblicuas a los sistemas de primer orden ~NS, uno de los primeros argumentos que se toma en cuenta a la hora de acotar los eventos de deformación consiste en relacionar las estructuras con las unidades que están siendo deformadas, en ello recae la importancia de tener muy claro el esquema estratigráfico de la región. Se puede mencionar a partir de las observaciones de terreno, que los sistemas de fallas oblicuas y con movimientos de rumbo, presentan relaciones de corte que afectan a rocas mesozoicas y cenozoicas en el entorno de la ZFP. Por otro lado, en base al modelo estructural de deformación propuesto por Perez, C. (2023), las fallas Jahuel y Campos de Ahumada, corresponden a estructuras extensionales de alto ángulo de manteo que se formaron durante un régimen tectónico extensional mientras se depositaban las secuencias *syn-rift* de la Cuenca de Abanico.

En una etapa posterior, durante el Mioceno Inferior, se produce un cambio de régimen tectónico extensional a compresivo, el cual es asociado a un aumento en la tasa de convergencia de placas y asociado también a la subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo Sudamérica, lo que propiciaría la inversión de la Cuenca de Abanico (Pérez, 2023).

Otro argumento que permitiría acotar la edad de estas estructuras corresponde al emplazamiento de intrusivos en el sector sur de Campos de Ahumada, al este del estero El Cobre (Figura 4.8). Estos intrusivos se encuentran alineados en la dirección de al menos una de las trazas de falla reconocidas en el área y no se encuentran deformados. En el trabajo de Padilla, H. y Vergara, M. (1985) se reconocen intrusivos en el sector de la cuesta Chacabuco y en el sector de los Baños del Corazón unos 10 km al sur del área de estudio. El emplazamiento de estos cuerpos magmáticos presenta un fuerte control estructural asociado a las fracturas ligadas a zonas de fallas regionales (ZFP), se orientan según las trazas de las fallas y no se encuentran deformados, lo que sugiere un emplazamiento post-fallamiento. En ese sentido, extrapolando esta información al área de estudio, previa correlación de estos intrusivos por similitud litológica y geográfica al estar dispuestos en una franja ~NS, se les asigna una edad neógena (Unidad Río Cerro Blanco) dadas

las últimas dataciones realizadas por Jackson-Gain *et al.* (2023) unos km más al norte del área en Campos de Ahumada, esto permitiría acotar la actividad de las fallas al menos desde el Mioceno Inferior, durante la inversión de la Cuenca de Abanico, momento en el cual cambia la cinemática de las fallas de normales a inversas, permitiendo el desarrollo de estos sistemas de fallas secundarias con movimientos transcurrentes.

Por último, hay lugar para dudas respecto a si estos sistemas oblicuos a la NS y transcurrentes constituyen fallas de transferencia, en general, estas fallas están asociadas a intensos desplazamientos, lo cual no es posible de ver al menos en los contactos litológicos que fueron posibles de cartografiar con la información de terreno, otra dificultad la constituye el hecho de que las trazas de las fallas principales ~NS (falla Jahuel) se encuentran cubiertas por depósitos cuaternarios y por ende su traza se encuentra inferida, es decir no es posible interpretar un desplazamiento de la traza de la misma a través de estos sistemas transcurrentes, que en definitiva permitirían acomodar el traspaso entre dominios de distinta magnitud de acortamiento o extensión. Respecto a la falla Campos de Ahumada, su traza está inferida, y tampoco es posible observar en terreno un plano de falla principal que permita analizar su cinemática, dado que se ubica en una intensa zona de daño, caracterizada por rocas que presentan una alteración hidrotermal pervasiva, consistente en un intenso vetilleo y fracturamiento debido a una elevada presión de fluidos que afectó a la roca, de ello se deduce que en algún momento estuvo sometida a elevadas presiones, es decir a grandes profundidades, de forma que la textura original fue obliterada casi por completo en la zona de daño de la falla Campos de Ahumada, con zonas de influencia del daño de hasta 500 m en el área de estudio, es decir se trata de una falla que se enraíza en profundidad.

En base a lo anterior, es evidente que hay incógnitas que no resuelve este estudio y que ya fueron mencionadas en parte anteriormente, tampoco hay claridad de cómo continúan estas fallas hacia el sur de Campos de Ahumada, bajo la depresión Los Andes-San Felipe, de esta forma, se puede discutir respecto a la existencia de una zona de transferencia, no obstante las evidencias en cuanto a la morfología, como el claro salto hacia el oeste del frente montañoso desde Campos de Ahumada hacia el norte, podría ser atribuido a erosión por acción fluvial de la zona al sur de Campos de Ahumada, lo que descartaría una zona de transferencia de la deformación abriendo la posibilidad de que las trazas de las fallas principales continúen hacia el sur bajo la depresión Los Andes-San Felipe. No obstante, la evidencia es clara respecto a la existencia de sistemas de fallas oblicuas a ortogonales a los dominios ~NS y con desplazamientos a lo largo del rumbo.

5. Conclusiones

5.1. Conclusiones generales

En este trabajo se presentan evidencias de fallas de transferencia, a través del análisis cinemático de fallas reconocidas en terreno, al norte de la Depresión Los Andes-San Felipe en una zona de transición estructural compleja en el sector de Campos de Ahumada.

En primer lugar, la estratigrafía al oeste de la ZFP estaba bien caracterizada a comienzos de esta investigación, el estudio previo de Machuca, C. (2017) sentó las bases de una buena caracterización de unidades presentes en el área de estudio, en la contra parte, hacia el este de la ZFP, no había claridad respecto de las unidades que estaban presentes, por lo tanto mediante el levantamiento de información estratigráfica al este de la ZFP, se han podido caracterizar las secuencias de rocas que afloran en dicho sector, siendo identificadas como depósitos volcánicos, piroclásticos y volcanoclásticos de la Formación Abanico.

La metodología propuesta para el levantamiento de información estructural y el posterior análisis cinemático de los datos ha permitido identificar sistemas de segundo orden, con cinemáticas de rumbo y orientados de forma oblicua a ortogonales a los sistemas de primer orden ~NS a ~NNW.

Interpretaciones respecto de la temporalidad de los eventos que pudieron haber dado origen a las estructuras ~NW a ~EW, permite acotar el desarrollo de los fallamientos oblicuos a la dirección NS al menos desde el Mioceno Inferior, a partir de la inversión de la Cuenca de Abanico.

De esta forma, con lo expuesto anteriormente, se puede concluir que entre los dominios estructurales identificados al norte y sur de Campos de Ahumada, hay evidencias de sistemas de rumbo ~NW a ~EW que podrían constituir fallas de transferencia, que permitan el traspaso de la deformación desde un dominio en el sur representado por el Sistema de Fallas Cariño Botado, el cual está acotado a la traza principal de la zona de falla Pocuro, permitiendo conectar con el dominio estructural identificado desde Campos de Ahumada hacia el norte, lo que implica que el frente de deformación del borde occidental de la Cordillera Principal, se encuentra ubicado más hacia el oeste en la traza de la falla Jahuel.

5.2. Limitaciones del estudio y recomendaciones para trabajos

futuros

La principal limitante en las campañas de terreno en el área estudiada está directamente relacionada con la geografía, cuya morfología de cerros, quebradas y sectores con acantilados representan un peligro inminente para el o la investigadora, dada la dificultad para acceder a lugares de interés.

En otra arista, el territorio en Campos de Ahumada se encuentra en su mayoría privatizado o administrado por la comunidad, por lo que se hace muy necesario contar con contactos que permitan agilizar las comunicaciones con los dueños de fundos agrícolas, propiedades mineras, y viviendas para poder acceder a sectores de valiosa información geológica.

En el caso de realizar un análisis estructural en el área, la disponibilidad de afloramientos es basta mas la toma de datos es lenta, por lo cual, se recomienda trabajar en campo idealmente con dos ayudantes de terreno que cuenten con los conocimientos para medir y caracterizar estructuras, dado que, a mayor cantidad de datos recopilados, se pueden obtener resultados estadísticamente más representativos.

Se recomienda realizar más trabajos relacionados con la geología estructural en el área, tanto desde una perspectiva cinemática, como también dinámica, de esta forma se puede constreñir de mejor forma la relación entre los distintos dominios estructurales que gobiernan la zona.

Por último, se recomienda realizar estudios geofísicos-geológicos en el límite sur de Las Bandurrias-Campos de Ahumada a fin de poder entender cómo es la arquitectura en profundidad de las fallas Jahuel y Campos de Ahumada, particularmente en zonas en donde los depósitos cuaternarios cubren su traza y así poder constreñir de mejor forma cómo se relacionan con las fallas de transferencia.

6. Referencias

Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín No. 9: 70 pp.

Arias, L. (2019). *La Formación las Chilcas en el valle del Estero los Ángeles (32°31'S), Chile central: Evolución sedimentaria y estratigráfica e implicancias paleogeográficas durante el cretácico*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. y Vicente, J.-C. (1973). Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*. 15 (1/2), 11–72.

Astaburuaga, D. (2014). *Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera principal entre 35° 30' Y 36° S, Región del Maule, Chile*. (Tesis de Magíster, Universidad de Chile).

Cahill, T. y Isaac, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*. 97: 503-529.

Canales, A., (2022). *Análisis estratigráfico de las unidades mesocenoicas entre Campos de Ahumada y la Cuesta de Chacabuco: Implicancias para el alzamiento de la Cordillera Principal de Chile central (32°48'S)*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Campbell, D. (2005). *Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona*. (Memoria de Título). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Carter, W. y Aliste, N. (1962). Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle, Aconcagua province: Informe Inédito. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Chile.

Carter, W. y Aguirre, L. (1965). Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 76(6), 651-664.

Charrier, R., & Munizaga, F. E. (1979). Edades K-Ar de volcánicas Cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34° 15' de Latitud Sur). *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology*, (7), 41-51.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A. (2005). The abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 236, 43-77.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, en: Moreno, T., Gibbons, W. Eds. The Geology of Chile. *Geological Society*, London, 21–114.

Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303–332.

Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, 85-130.

Estay, J., (2019). *Tectónica activa en el borde occidental de la Cordillera Principal de Chile central (29° -36°S)*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile

Estay, J., Pinto, L., Easton, G., De Pascale, G. P., Troncoso, M., Carretier, S., y Forman, S. L. (2023). Active thrust tectonics along the western slope of the Central Andes southernmost Pampean flat-slab segment (~33oS, Chile): the Cariño Botado fault system. *Geomorphology*, 437, 108801. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108801>

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., y Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge University press.

Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129 (2), 93-131.

Jara, P., y Charrier, R. (2014). Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41 (1), 174-209.

Jackson-Gain, A. (2023). *Geocronología y migración del evento de sedimentación de la Formación Las Chilcas del Cretácico medio a tardío evidenciado por nuevas edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en circones*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Larson, R. L. y Pitman, W. C. (1979). World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3645-3662.

Machuca, C. (2017). *Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30'S y los 33°S*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Mpodosis, C., y Allmendinger, R. (1992). Extension cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios Sierra Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Andean Geology*, 19(2), 167-197.

Oliveros, V., González, J., Vargas, M. E., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepulveda, F. y Bastias, F. (2018). The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *In The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 165-190). Springer, Cham.

Parada, M. A., Rivano, S., Sepúlveda, P. (1988). Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249–260.

Pardo, M., Comte, D., y Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11-22.

Pérez, C. (2023). *Análisis geométrico y cronológico de los sistemas estructurales entre los 32°36'S y los 33°S: implicancias en la tectónica andina al norte y al sur de la Depresión Los Andes-San Felipe*. (Memoria de Título). Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Ramos, V. A. (2009). *Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle*. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 31–65.

Rivano, S., Sepulveda, P., Hervé, M. y Puig, A. (1985). Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32° latitud sur, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24, 63-74.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espineira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: Carta Geológica de Chile, Santiago, 99 v.73.

Rivano, S. (1996). Geología de la Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191 p.

Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliér, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepcion in Chile. *Phys. Earth Planet. In.* 175, 78–85.

Said, A. (2021). *Definición del Límite entre las unidades mesozoicas y cenozoicas en la vertiente occidental de Los Andes Centrales entre los 32° y los 33° y su relación con la Zona de Falla Pucuro*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Scott, K.M., 1988. Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System. *U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1447-A*, 74 p.

Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean región. *Journal of South American Earth Sciences, 11(3)*, 211–215.

Tassara, A. y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile, 20(2)*, 159-186.

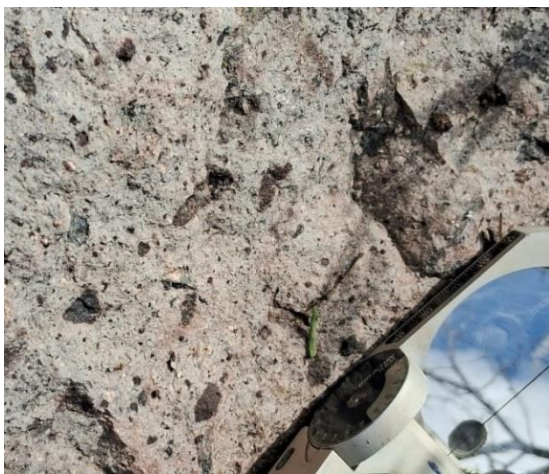
Vallance, J. W., y Iverson, R. M. (2015). Lahars and their deposits. In *The encyclopedia of volcanoes*, pp. 649-664. Academic Press.

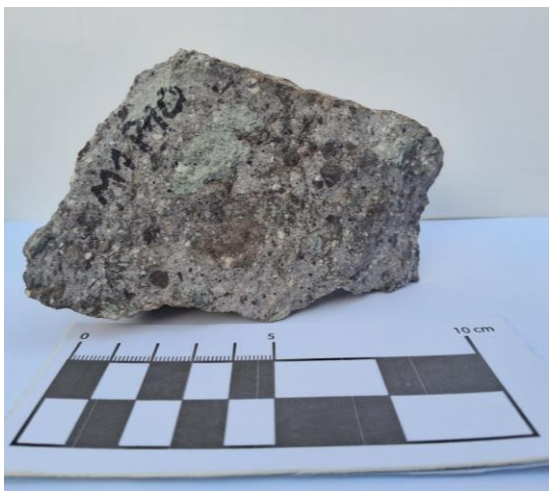
Vallance, J.W., Scott, K.M., 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geol. Soc. Am. Bull. 109*, 143-163.

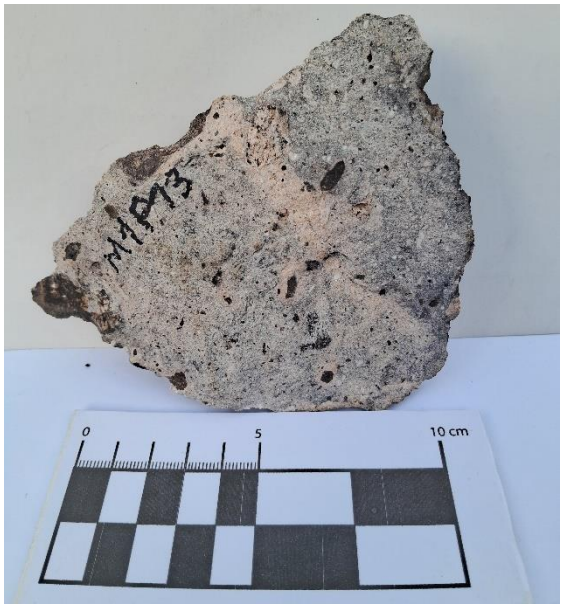
Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., Alvarez, M., 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *PEPI 175*, 86–95.


Anexos


A. Descripción de muestras


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P8	Quebrada El Barro	355956	6377520	Roca color gris burdeo, presenta una textura fragmental compuesta por un 20% de fragmentos líticos angulosos a subangulosos y un 80% de matriz compuesta por 10% de fragmentos líticos polimícticos (<1 cm), un 55% de cristales subhedrales a anhedrales fracturados (50% plagioclasa, 3% cuarzo, 2% biotita) y un 10% de ceniza. En la base hay fragmentos líticos de 1 a 10 cm, moda 3 cm. Hacia techo aumentan los fragmentos de andesita porfírica de hasta 10 cm (moda 7-5 cm). Composición intermedia.	Toba cristalina de lapilli
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P10	Quebrada El Barro	356124	6377424	Roca color gris violácea, presenta una textura fragmental compuesta por un 20% de fragmentos líticos 1-2 cm (15%) y algunos 5-7 cm (5%). La matriz está compuesta por un 30% de plagioclasa anhedral, 25 % de cuarzo, 4% de anfíbol, 2% de biotita y un 9% indeterminado, el restante 10% corresponde a ceniza. Para la clasificación textural 30% lapilli, 70% ceniza. Para la clasificación composicional 35% líticos, 55% cristales y 10% vidrio. Roca de composición dacítica, contiene ojos de cuarzo.	Toba cristalina de ceniza.
					

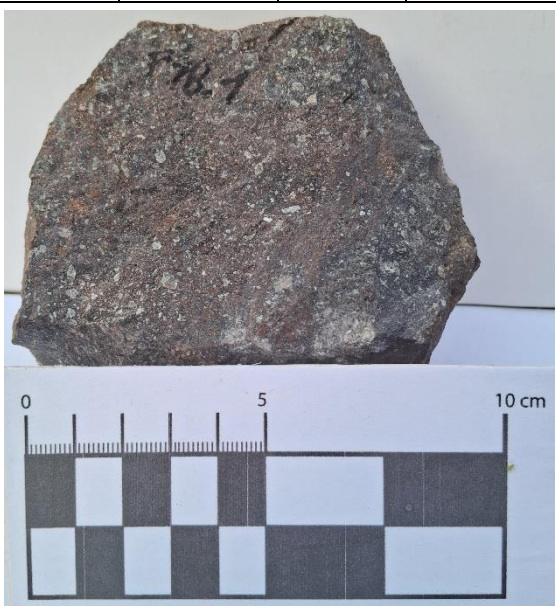
Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P13	Quebrada El Barro	356239	6377409	<p>Roca color color gris blanquecino, presenta una textura fragmental, compuesta por un 10% de fragmentos líticos de hasta 8 cm, con una moda de 1-2 cm. De la matriz un 60% corresponde a cristales (48% plagioclasa, 10% ojos de cuarzo, 2% de biotita), un 25% de ceniza y un 5% de líticos. Para la clasificación textural 80% de ceniza, 15% lapilli, 5 bombas.</p> <p>Para la clasificación composicional 60% cristales, 25% vidrio y 15% líticos.</p>	Toba cristalina de ceniza
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P14	Quebrada El Barro	356411	6377388	<p>Roca color gris violáceo presenta una textura fragmental compuesta por un 30% de fragmentos líticos de andesita porfídica y afanítica (15%) y líticos félsicos indiferenciados. La matriz está compuesta por plagioclasa (25%), cuarzo (5%), biotita (2%), 15% de líticos y un 23% restante de ceniza. Para la clasificación composicional 23% ceniza, 32% cristales y 45% de líticos. Clasificación textural ceniza 70%, lapilli 30%.</p> <p>Observación: puede clasificarse como toba "cristalina-lítica", toba cristalina <i>sensu stricto</i>.</p>	Toba cristalina de lapilli
					

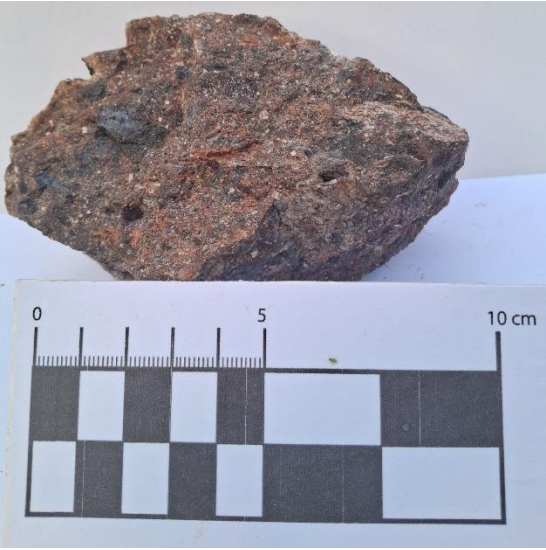
Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P16	Quebrada El Barro	356895	6377501	Roca color gris blanquecino rosaceo, presenta una textura fragmental compuesta por un 25% de fragmentos líticos de andesita porfídica y afanítica de 1-2 cm a excepción de algunos de hasta 5 cm, y un 75 % de matriz compuesta por un 10% de cristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales fracturados principalmente, un 5% de <i>fiammes</i> , un 3% de ojos de cuarzo y un 15% de líticos. Para la clasificación composicional 13% cristales, 45% líticos, 42% de vidrio. Para la clasificación textural 75% ceniza y un 25% lapilli. Toba de composición dacítica.	Toba lítica de ceniza.
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P17	Quebrada El Barro	356862	6377466	Roca color gris rojiza en superficie fresca y pardo rojizo en superficie alterada (alteración a clorita y epidota) compuesta por un 10% de fragmentos líticos de andesita porfídica y afanítica de hasta 10 cm con una moda de 3 cm y un 90% de matriz compuesta por cristales de plagioclasa (20%), cuarzo (55%), feldespato potásico (8%) y biotita (7%).	Toba cristalina de lapilli
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P18	Quebrada El Barro	356927	6377406	Roca de color gris verdoso, presenta una textura microfanerítica compuesta por cristales de plagioclasa intercrecidos con cristales máficos de anfíbol y posiblemente piroxenos en menor medida.	Microdiorita
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
P18.1	Quebrada El Barro	356941	6377366	Roca color gris oscuro, presenta una textura porfídica, compuesta por minerales de plagioclasa euhedrales a subhedrales inmersos en una masa fundamental color gris burdeo. Obs: aflora cortando a los paquetes de tobas circundantes en el área.	Pórfido andesítico
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P19	Quebrada El Barro	357071	6377344	Roca color pardo rojizo en superficie alterada, gris violácea en superficie fresca, presenta una textura fragmental compuesta por fragmentos líticos polimícticos de tamaño ceniza gruesa a bombas (hasta 10 cm), promedio 3 cm, la matriz se compone de cristales de plagioclasa, líticos y vidrio. Para la clasificación textural lapilli 25%, bombas 5%, ceniza 70%. Para la clasificación composicional líticos 45%, vidrio 35% y cristales 20%. Composición intermedia.	Toba lítica de ceniza
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P20	Quebrada El Barro	357189	6377367	Roca color gris rojizo, presenta una textura fragmental compuesta por un 50% de líticos de andesita porfídica y andesita afanítica, un 15% de cristales de plagioclasa, un 8% de feldespatos potásico, un 5% de ojos de cuarzo y un 2% de biotita. Para la clasificación composicional 50% líticos, 35% cristales y 15% vidrio. Para la clasificación textural un 65% de ceniza, un 30% de lapilli y un 5% bloques. Composición dacítica.	Toba lítica de lapilli.
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P23	Quebrada El Barro	357507	6377348	Roca color pardo rojizo, presenta una textura fragmental compuesta por fragmentos líticos polimícticos tamaño bloque de hasta 25 cm, con un tamaño promedio de 8 cm y cristales fracturados de la matriz, principalmente plagioclasa 20%, 10% feldespatos potásico, 4% ojos de cuarzo y 1% de biotita. Para la clasificación textural 65% bloques, 10% lapilli y un 25% de ceniza. Para la clasificación composicional líticos 65%, cristales 35 y vidrio 5%.	Brecha volcánica
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M1P26	Quebrada El Barro	357521	6377491	Roca sedimentaria de color gris blanquecino, presenta clastos volcánicos polimícticos de tamaño bloque de 25 a 50 cm subredondeados a subangulosos, inmersos en una matriz conglomerádica a arenosa compuesta por clastos de tamaño arena a grava mal seleccionados y subredondeados a subangulosos. En la matriz se observan cristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales.	Paraconglomerado de bloques
					


Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M2P26	Quebrada El Barro	357521	6377491	Roca sedimentaria de color gris blanquecino, compuesta por clastos moderadamente seleccionados de tamaño arena, también presenta cristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales de tamaño 1-2 mm. Algunos clastos de menor predominancia alcanzan tamaños hasta guijarro.	Litarenita conglomerática
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M3P26	Quebrada El Barro	357521	6377491	Roca sedimentaria de color gris blanquecino, compuesta por clastos tamaño arena y cristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales. Presenta finas láminas con estratificación paralela, ciertas capas más grises oscuras se deben a la estratificación de líticas en forma de láminas.	Litarenita feldespática
					

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción muestra	Nombre
M4P26	Quebrada El Barro	357521	6377491	Roca sedimentaria de color gris, presenta clastos de tamaño grava gruesa principalmente y una menor cantidad de clastos de tamaño bloque. Los clastos se encuentran subredondeados a subangulosos, tienen una mala selección. La matriz está compuesta de arena y fango.	Ortoconglomerado de gravas
					

B. Datos estructurales

	Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
	1	2	352988	6377471	Normal dextral
	Azimut	Buzamiento	rake		
	320	68	35°S		
<p>Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas y precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados producto del cizalle.</p>					

	Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
	1	3	352988	6377471	Sinistral
	Azimut	Buzamiento	rake		
	306	70	8°NW		
<p>Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: es posible observar algunas fibras recristalizadas de sílice.</p>					



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
1	4	352988	6377471	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
135	81	0		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1).
Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
1	5	352988	6377471	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
65	68	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2).
Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
2	2	352865	6377536	Sinistral
Azimut	Buzamiento	rake		
244	88	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice, creciendo en el sentido del cizalle.



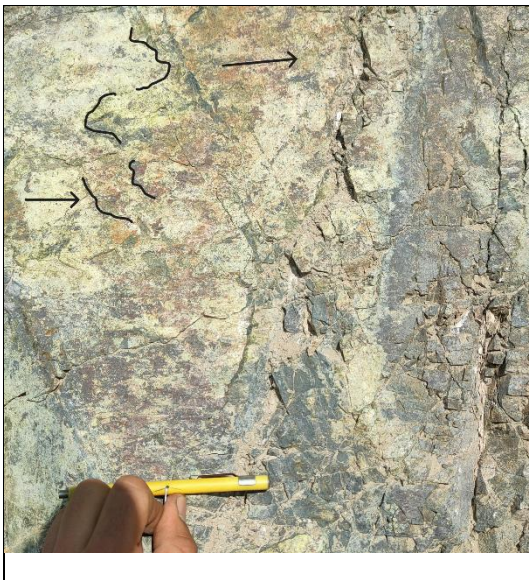
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
2	3	352865	6377536	Sinistral
Azimut	Buzamiento	rake		
244	88	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice, creciendo en el sentido del cizalle.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
3	1	352752	6377618	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
244	88	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice, creciendo en el sentido del cizalle. También se producen espacios en los cuales precipita óxidos de Fe, arcillas y epidota.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
3	1	352752	6377618	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
244	88	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice, creciendo en el sentido del cizalle. También se producen espacios en los cuales precipita óxidos de Fe, arcillas y epidota.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
3	1	352752	6377618	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
244	88	5°SW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: fibras recristalizadas de sílice, creciendo en el sentido del cizalle. También se producen espacios en los cuales precipita epidota.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
4	1	353774	6377369	Dextral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
94	78	22°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
4	2	353774	6377369	Sinestral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
290	76	25°W		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe y escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
4	3	353774	6377369	Sinestral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
287	73	29°W		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe y escasas fibras de sílice recristalizadas.



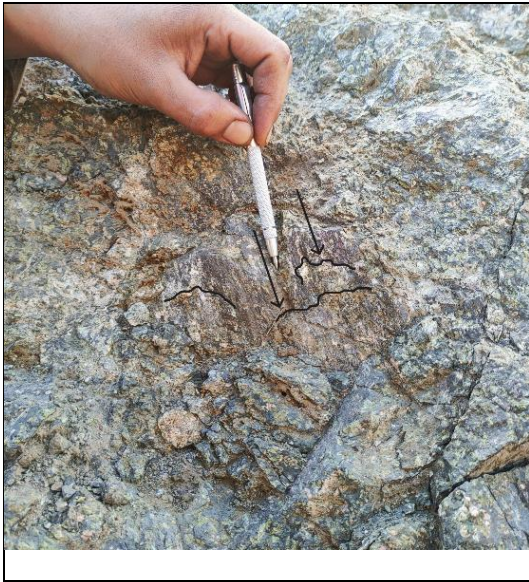
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
4	4	353774	6377369	Sinistral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
298	84	26°W		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe y escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
4	5	353774	6377369	Normal sinistral
Azimet	Buzamiento	rake		
275	65	72°W		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, epidota, y óxidos de Cu, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	1	353745	6377327	Normal sinistral
Azimet	Buzamiento	rake		
120	72	62°SE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, epidota, y óxidos de Cu, además de escasas fibras de calcita y sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	2	353745	6377327	Sinistral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
104	55	24°SE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



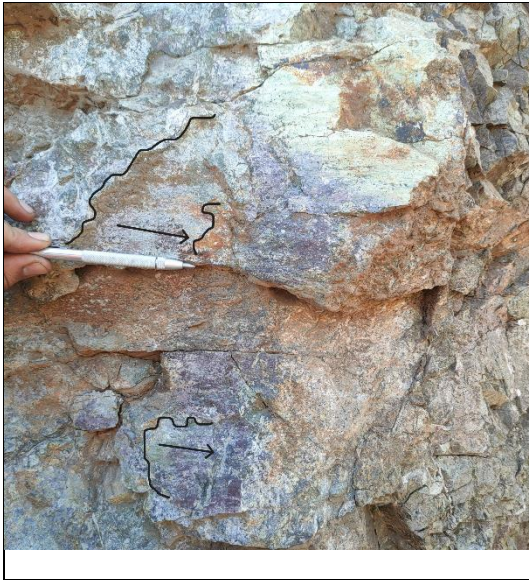
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	3	353745	6377327	Normal
Azimet	Buzamiento	rake		sinestral
90	84	80°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, arcillas, carbonatos, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



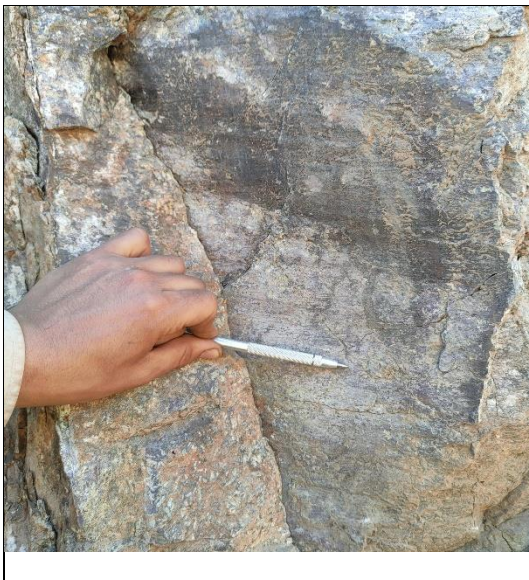
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	4	353745	6377327	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		normal
100	79	32°SE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, arcillas, carbonatos, epidota y óxidos de Cu, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



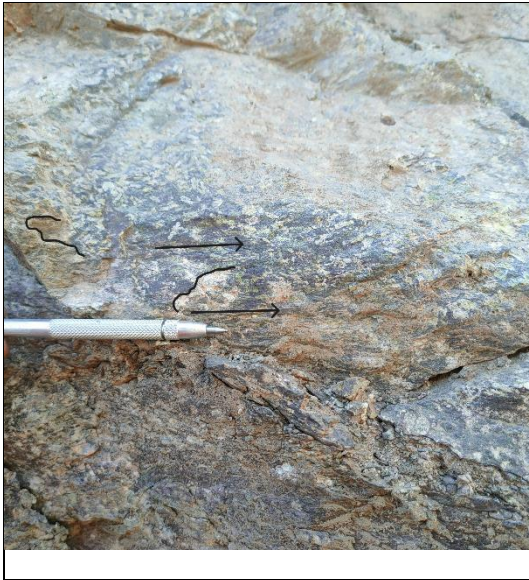
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	5 / 8	353745	6377327	Sinestral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
288/295	76/80	15°SE/14°SE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, arcillas, carbonatos, epidota y óxidos de Cu, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	6	353745	6377327	Sinestral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
88	83	28°SE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



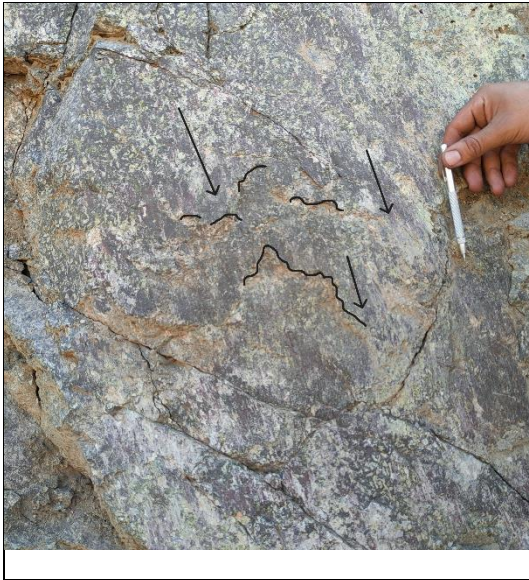
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	7	353745	6377327	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
105	90	0°		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



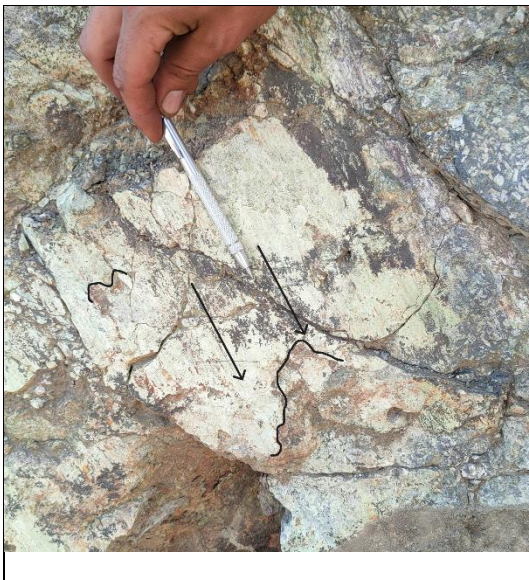
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	9	353745	6377327	Normal sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		
55	70	70°N		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	10	353745	6377327	Normal
Azimet	Buzamiento	rake		sinestral
30	86	65°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: espacios dejados por el cizalle, permiten la precipitación de óxidos de Fe, además de escasas fibras de sílice recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	11	353745	6377327	Sinestral
Azimet	Buzamiento	rake		normal
346	74	40°N		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: Fibras de sílice recristalizadas y precipitación de escasos óxidos de Fe y Cu en los espacios dejados por el cizalle.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	12	353745	6377327	Normal
Azimut	Buzamiento	rake		sinestral
236	85	75°S		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: Fibras de sílice recristalizadas y precipitación de escasos óxidos de Fe y Cu en los espacios dejados por el cizalle.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	13	353745	6377327	Sinestral
Azimut	Buzamiento	rake		inverso
120	71	44°W		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: Fibras de sílice y calcita recristalizadas.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
5	14	353745	6377327	Sinestral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
44	83	19°S		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Cerro Morado, tiene un nivel de confianza (C=1).
Indicadores cinemáticos: Fibras de sílice recrystalizadas.



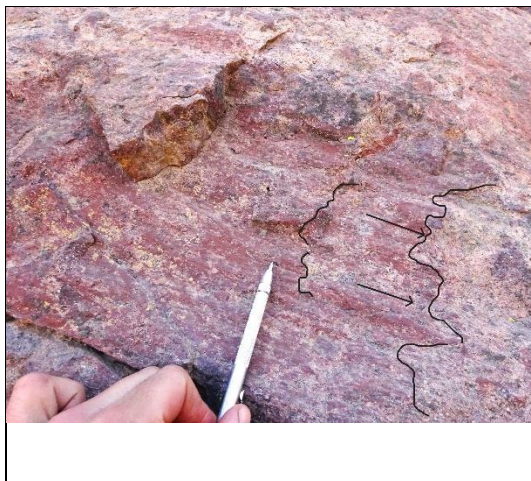
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
6	1	355962	6377528	Sinestral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
100	76	35°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



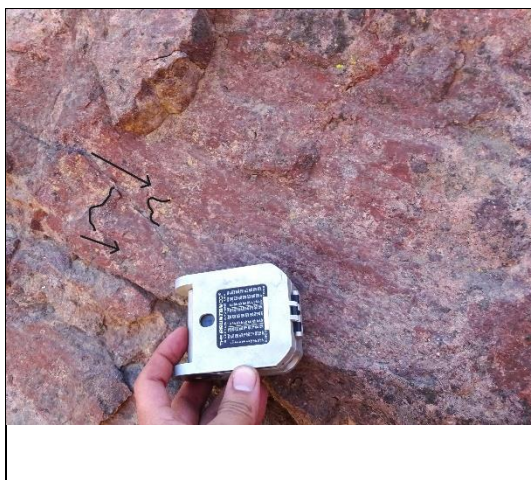
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
6	2	355962	6377528	Sinistral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
90	80	36°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recristalizadas de sílice.



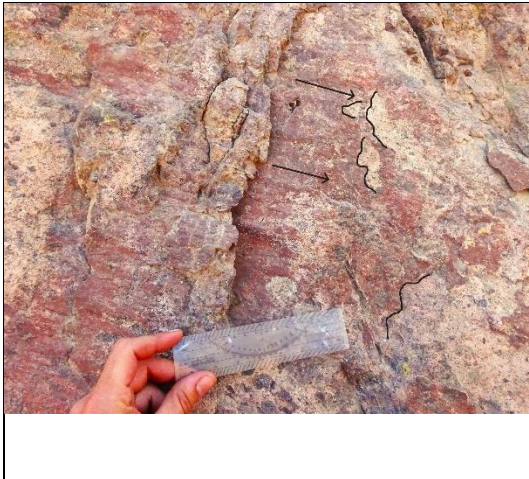
Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
6	3	355962	6377528	Sinistral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
95	80	33°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recristalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
6	4	355962	6377528	Sinistral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
95	70	30°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recristalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
6	5	355962	6377528	Sinistral normal
Azimut	Buzamiento	rake		
98	76	30°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	1	356105	6377429	Sinistral inverso
Azimut	Buzamiento	rake		
341	88	10°SSE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	2	356105	6377429	Sinistral inverso
Azimut	Buzamiento	rake		
165	82	10°SSE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	3	356105	6377429	Sinistral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
341	88	66°NW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	4	356105	6377429	Normal dextral
Azimet	Buzamiento	rake		
170	58	68°NW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	5	356105	6377429	Sinistral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
330	90	7°SSE		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=2). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
7	6	356105	6377429	Dextral inverso
Azimet	Buzamiento	rake		
167	85	8°NW		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=3). Indicadores cinemáticos: precipitación de óxidos de Fe en los espacios dejados por el cizalle, escasas fibras recrystalizadas de sílice.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
8	1	357337	6377368	Dextral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
315	77	16°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: Fibras recrystalizadas de gran envergadura, permiten verificar con gran certeza el sentido de movimiento de la falla.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
8	2	357337	6377368	Dextral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
315	82	16°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: Fibras recrystalizadas de gran envergadura, permiten verificar con gran certeza el sentido de movimiento de la falla.



Estación	Plano	C. Este	C. Norte	Cinemática
8	3	357337	6377368	Dextral normal
Azimet	Buzamiento	rake		
315	79	16°E		

Observaciones: Fallamiento afecta a rocas de la Formación Abanico, tiene un nivel de confianza (C=1). Indicadores cinemáticos: Fibras recristalizadas de gran envergadura, permiten verificar con gran certeza el sentido de movimiento de la falla.